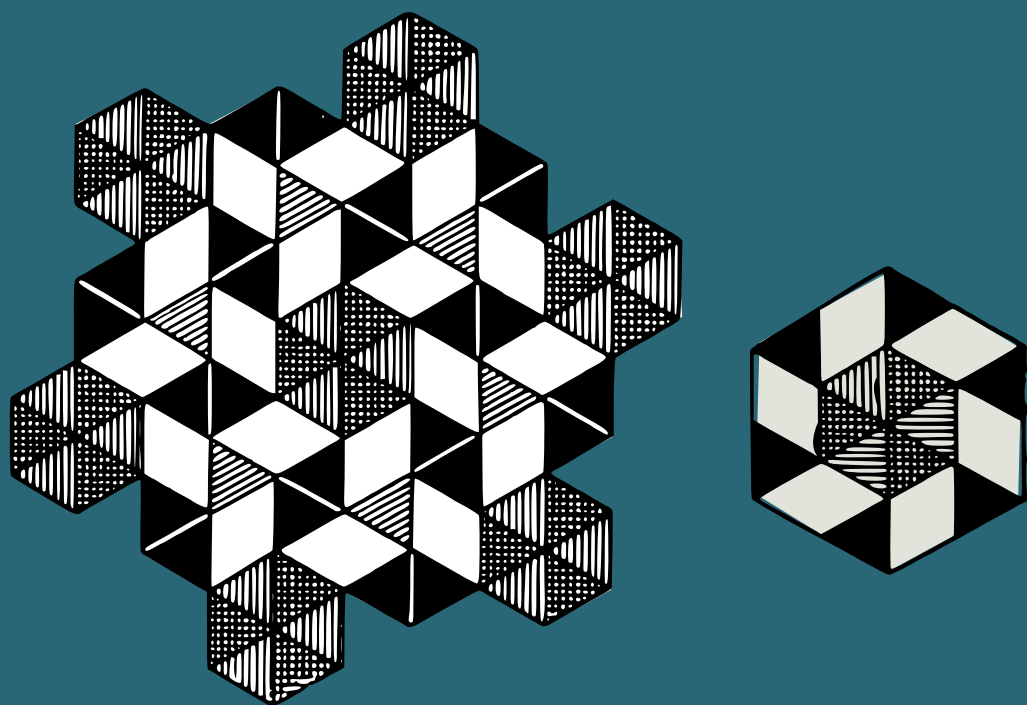


A. Bétekhtine

Manuel de Minéralogie Descriptive



Éditions Mir Moscou

А. Г. БЕТЕХТИН

КУРС МИНЕРАЛОГИИ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»

МОСКВА

A. BÉTEKHTINE

**MANUEL
DE
MINÉRALOGIE
DESCRIPTIVE**

ÉDITIONS MIR

MOSCOU 1968

UDC 548/549 (075,8) = 40

3^e édition revue et corrigée

Traduit du russe

par

G. DAVYDOV, E. FRIDMAN, A. GORODINSKI, Y. VASSILEVSKI

*Copyright by les Editions Mir
U.R.S.S. 1968*

PRÉFACE

Ce Cours, dont c'est la troisième édition, constitue un manuel de base pour l'enseignement de la minéralogie dans les Ecoles Supérieures et les Facultés de prospection géologique de l'U.R.S.S.

Les deux premières éditions du *Manuel de minéralogie descriptive* ont paru en langues allemande, chinoise, roumaine, tchèque et polonaise.

On s'est particulièrement attaché dans la composition de ce manuel à exposer des faits concrets, facilitant la définition des minéraux et l'étude des conditions de leur gisement.

On a inclus, dans la partie descriptive, les caractéristiques structurales typiques des minéraux en soulignant la correspondance de leurs principales propriétés avec la structure de la matière cristalline.

On a complété également les chapitres se rapportant aux conditions de formation et de disposition des minéraux dans la nature.

PRINCIPALES ABRÉVIATIONS

Å	angström = 10^{-8} cm
m/μ	millimicron = 0,000001 mm
<i>a</i> , <i>b</i> et <i>c</i>	axes cristallographiques [100], [010] et [001]
(100), (010) ...	symboles des faces cristallines
{100}, {111}, {210}	symboles des formes simples
<i>N</i>	indice de réfraction des cristaux monoréfringents
<i>Ng</i> , <i>Nm</i> et <i>Np</i>	axes de l'ellipsoïde des principaux indices de réfraction (maximum, moyen et minimum) dans les minéraux biaxes
Sym.	type de symétrie
Gr.sp.	groupe d'espace (ou spatial) de Fédorov d'après « Les tableaux internationaux », et, entre parenthèses, d'après Schoenflies
<i>a</i> ₀ , <i>b</i> ₀ et <i>c</i> ₀	dimensions des arêtes de la maille élémentaire en Å
<i>a</i> _{rh}	dimension de l'arête de la maille rhomboédrique
α, β, γ	angles entre les axes cristallographiques, dans le système monoclinique ou triclinique
P.sp.	poids spécifique

GÉNÉRALITÉS

MINÉRALOGIE ET NOTION DE MINÉRAL

La *minéralogie* fait partie des sciences géologiques étudiant l'écorce terrestre. Le nom de cette science signifie littéralement *étude des minéraux* qui englobe toutes les questions s'y rapportant dont leur genèse. Le terme *minéral* vient du vieux mot « minera », minerai ou morceau de minerai. L'apparition de la minéralogie est donc liée au développement minier.

On désigne actuellement par minéraux les constituants des roches et des minerais se distinguant les uns des autres par leur composition chimique et leurs propriétés physiques (couleur, éclat, dureté, etc.). C'est ainsi qu'un granite à biotite est constitué de trois minéraux principaux à composition différente: le feldspath de teinte claire, le quartz gris et le mica noir (biotite). Un corps de minerai de magnétite est constitué par un agrégat minéral presque homogène, composé de grains cristallins de magnétite.

Du point de vue de leur genèse, les minéraux représentent des *composés chimiques naturels* (plus rarement des éléments natifs) qui sont des produits naturels de différents processus physico-chimiques se déroulant dans l'écorce terrestre (y compris les produits de l'activité biologique des organismes)¹.

La très grande majorité de ces produits se rencontre sous forme de minéraux solides ayant des propriétés chimiques et physiques définies en rapport avec la composition chimique et la structure cristalline de la matière qui les constitue. Avec un certain degré

¹ De très nombreux produits synthétiques, c'est-à-dire des composés chimiques obtenus artificiellement dans les laboratoires et dans les conditions industrielles, ne peuvent être considérés comme des minéraux. Nombre de ces composés ne se rencontrent point, et ne peuvent exister dans les conditions naturelles. Il est convenu d'appeler minéraux seulement les composés artificiels qui, par leur teneur et leur structure cristalline, correspondent à des composés naturels.

d'approximation, l'on peut considérer que chaque minéral, indépendamment de ses dimensions et dans ses limites spatiales, présente un milieu cristallin homogène¹.

Les observations des conditions de gisement des minéraux dans la nature de même que les études expérimentales montrent que chaque minéral se forme dans certaines conditions physico-chimiques déterminées (c'est-à-dire pour des valeurs définies de température, de pression et de concentration des constituants chimiques du système). Les différents minéraux se conservent alors sans changement jusqu'à ce que ne soient pas dépassées les limites de leur stabilité sous l'influence de facteurs externes (processus d'oxydation ou de réduction, baisse ou élévation de la température, de la pression, etc.). En conséquence, au cours de l'évolution des phénomènes géochimiques de nombreux minéraux subissent des modifications, des destructions ou bien des substitutions par d'autres minéraux qui sont stables dans les conditions nouvelles.

Nous connaissons cependant nombre de minéraux qui conservent un état d'équilibre stable dans des limites très larges de variation des conditions extérieures (diamant, graphite, corindon, rutile, etc.).

Beaucoup de minéraux actuellement connus sont d'une importance pratique considérable comme matière première minérale (à condition, bien entendu, que leurs concentrations ou gîtes de minéraux utiles aient une teneur industrielle et des réserves suffisantes pour rendre leur exploitation rémunératrice). Certains minéraux contiennent des métaux utilisables dans l'industrie (fer, manganèse, cuivre, plomb, zinc, étain, tungstène, molybdène, etc.) et qui sont extraits lors du traitement métallurgique des minerais. D'autres minéraux (diamant, amiante, quartz, feldspaths, micas, gypse, soude, mirabilite, etc.) possédant des propriétés physiques ou chimiques remarquables sont utilisés dans divers buts à l'état brut (sans traitement) ou permettent d'obtenir des composés synthétiques nécessaires à l'industrie, des matériaux de construction, etc.

La minéralogie, en tant que science des composés chimiques naturels (minéraux), étudie donc dans leurs rapports mutuels la composition, la structure cristalline, les propriétés, les conditions de formation et les applications pratiques des minéraux. En conséquence, cette science doit être intimement liée, d'une part, aux réalisations des sciences connexes (physique, chimie, cristallographie, etc.), et, d'autre part, aux exigences de la pratique de la recherche des gîtes.

Les principaux objectifs de la minéralogie sont actuellement :

1) étude sous tous les aspects et investigation plus approfondie *des propriétés physiques et chimiques des minéraux en liaison avec*

¹ Il n'existe point dans la nature de minéraux absolument homogènes, physiquement et chimiquement parlant.

leur composition chimique et leur structure cristalline, dans le but de leur utilisation pratique dans les différentes branches industrielles et de recherche de nouvelles matières premières minérales;

2) étude des lois des assemblages de minéraux et de la succession des complexes minéraux dans les minerais et les roches, afin de pouvoir déceler les conditions d'apparition des minéraux et de l'évolution des processus de leur formation (genèse) ainsi que pour appliquer ces lois, lors de la recherche et de la prospection des différents gisements de minéraux utiles.

Pour résoudre ces problèmes les études minéralogiques s'appuient sur les lois des sciences exactes : physique, chimie, cristallographie, cristallochimie, chimie colloïdale et chimie physique. Les acquis de la minéralogie sont ensuite utilisés dans les sciences telles que la géochimie, la pétrographie, l'étude des gisements de minéraux utiles, ainsi que lors de recherche des gîtes et dans les sciences techniques (métallurgie, concentration des minerais, etc.).

Les notions sur l'origine des minéraux et, en conséquence, le contenu de la minéralogie se sont élaborés au cours de l'histoire et ont varié au fur et à mesure de l'extension des connaissances dans le domaine de la géologie et des sciences naturelles dans leur ensemble. Nous allons examiner les principaux événements de l'histoire des sciences naturelles ayant influencé le développement de la minéralogie en tant que science.

PRINCIPAUX ÉPISODES DE L'HISTOIRE DE LA MINÉRALOGIE

Naissance de la minéralogie. L'intérêt pour les minéraux, en tant que matière première utile, date de l'Antiquité la plus reculée, bien avant le commencement de la période historique. L'extension des connaissances minéralogiques est intimement liée à l'histoire du développement de la culture matérielle, développement associé à celui de l'industrie minière, surtout durant les âges du bronze et du fer. A en juger par les données archéologiques, parmi les plus anciens peuples civilisés possédant une industrie minière, figuraient entre autres les Chinois, les Babyloniens, les Egyptiens, les Grecs.

En dehors des métaux natifs — cuivre, or, argent — on connaissait et l'on savait rechercher aux temps les plus reculés les minerais riches en composés de cuivre, d'étain et de fer. Petit à petit, on avait appris à extraire ces minerais, à en fondre les métaux et à confectionner avec ceux-ci des ornements, puis des armes, si nécessaires dans la lutte constante pour la vie, et enfin des outils. En ces temps lointains, en dehors des métaux, on connaissait et on recherchait différentes pierres de couleur qui frappaient l'imagination par leur beauté et engendraient des superstitions.

Il est certain que les anciens ont appris par la pratique quelques propriétés de certains minerais utiles. Ils connaissaient également les lois empiriques de la distribution des gisements métallifères qu'ils utilisaient lors de la recherche et de l'exploitation des gîtes nouveaux. Des traces de vieux travaux se conservent jusqu'à nos jours en de nombreux endroits (fig. 1). Cependant, dans l'Antiquité on n'avait pas encore de notions scientifiques sur l'origine des minerais et des minéraux.

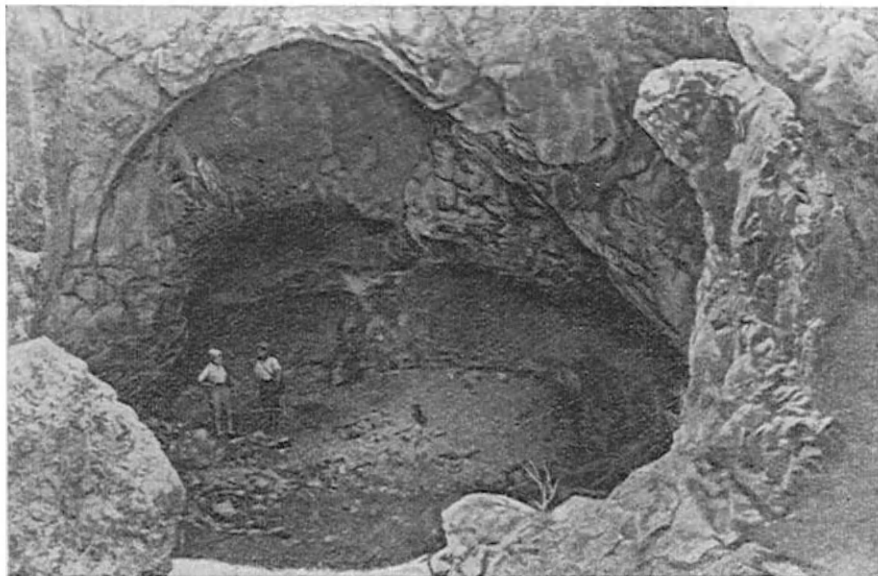


Fig. 1. Excavation ancienne d'un gîte d'antimoine (Asie centrale).

Nous trouvons les premières mentions écrites sur les corps natifs minéraux et une tentative de classification chez le philosophe grec *Aristote* (384-322 avant notre ère). Il rangea les formations minérales, semblables aux métaux, dans le groupe des « métalloïdes ». Son élève *Théophraste* (371-286 avant notre ère) consacra un traité spécial aux questions de minéralogie (*Des pierres*). Il décrit sous leur aspect pratique 16 espèces minérales, principalement des pierres précieuses. Plus tard, le naturaliste romain *Pline l'Ancien*, qui périt lors de l'éruption du Vésuve en l'an 79, écrivit quatre traités dans lesquels il rassembla tout ce que l'on savait alors sur les minéraux, y compris des légendes fantaisistes.

Au début du Moyen Age, l'essor de la création scientifique se situait dans les pays arabes d'Orient, qui avaient assimilé les civilisations de la Grèce et de l'Inde antiques. Comme on l'a su depuis,

des savants vivant en Asie centrale (Ouzbékistan), dont les peuples se trouvaient alors sous la dépendance du califat de Bagdad, exercèrent une énorme influence sur le développement de la science arabe. Au début du XI^e siècle, le grand savant, mathématicien et astronome, *Al-Biruni* (972-1048), originaire de Kharezme (Ouzbékistan) fut un naturaliste éminent travaillant dans le domaine de la minéralogie. Dans son ouvrage sur les pierres précieuses il donne une description de minéraux remarquable pour son temps, et, ce qui est particulièrement important, pour la première fois dans l'histoire de la minéralogie, il utilise pour la détermination des espèces minérales des constantes physiques telles que la dureté relative et le poids spécifique. Un autre savant remarquable de ce temps est *Avicenne — Ibn Sinâ* (980-1037), originaire de Boukhara. Dans son *Traité des pierres*, il donna une classification des minéraux que l'on connaissait alors, en les divisant en quatre classes : 1) les pierres et les terres, 2) les minéraux combustibles ou sulfureux, 3) les sels et 4) les métaux.

Dans les pays européens, durant le Moyen Âge, l'obscurantisme religieux provoqua une stagnation de la pensée scientifique. Dans ce que l'on nommait « lapidaires » (du mot latin « lapis » — pierre) représentant la seule littérature minéralogique de cette époque, on donnait principalement des descriptions fantastiques des propriétés magiques des pierres.

Ainsi, la minéralogie en tant que science, durant la première étape de son développement, énorme par sa durée et ayant pris fin au Moyen Âge, se trouvait encore à l'état embryonnaire. Ce que l'on appelait minéral était le plus souvent minéral. La classification des minéraux était très primitive. Les notions d'éléments chimiques, comme d'ailleurs de la chimie en général, n'existaient pas encore. Il ne pouvait donc être question de la nature chimique des minéraux. La chimie ne fit son apparition qu'à la fin du Moyen Âge, sous forme de l'alchimie, dont l'engouement dura jusqu'au XVIII^e siècle. Les alchimistes s'efforçaient de découvrir la « pierre philosophale », avec laquelle on aurait pu transformer les métaux simples dits « imparfaits » en métaux nobles, principalement en or. On considérait que les métaux étaient composés d'arsenic, de soufre et d'eau, ou de mercure et de soufre en proportions variables, ainsi que d'arsenic. Du reste, les notions que les alchimistes avaient du soufre et du mercure ne correspondent aucunement aux connaissances actuelles. Le désir de trouver la « pierre philosophale » avait pour longtemps écarté les chercheurs de l'orientation scientifique de la chimie et de l'étude systématique de la nature, en les poussant vers des généralisations les plus fantaisistes.

Période initiale du développement de la minéralogie en tant que science. Au XVI^e siècle d'importants travaux de minéralogie parurent en Europe. C'est ainsi que l'Italien *Biringuccio* (mort en 1538),

et surtout un médecin de Jáchymov (Bohême) *Georges Agricola* (1490-1555), indépendamment l'un de l'autre, établirent des résumés, étoffés pour l'époque, des connaissances minéralogiques accumulées par la pratique minière, au cours de l'exploitation des gîtes de Saxe, de Bohême (Monts Métallifères ou Krušné Hory), d'Italie et d'autres pays d'Europe.

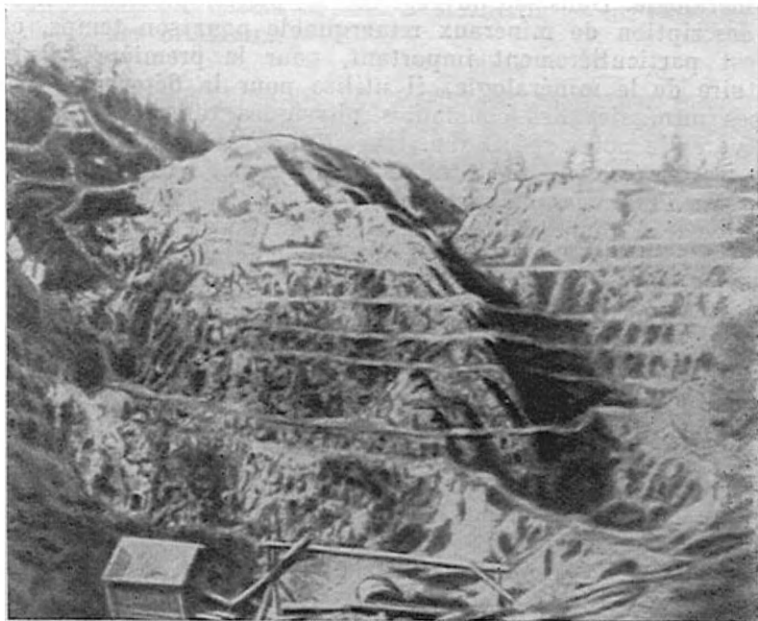


Fig. 2. Exploitations à ciel ouvert (Oural).

En renonçant à l'alchimie, Agricola effectua beaucoup d'observations exactes, concernant les conditions de repérage des différents minéraux dans les gîtes métallifères. A la suite de ses travaux il créa une classification des minéraux qui ne différant, somme toute, que de peu de celle d'Avicenne, mentionnée plus haut, est cependant bien plus fouillée.

Agricola divisait les minéraux en minéraux combustibles, terres, sels, pierres précieuses, métaux et mélanges de minéraux. Il importe de souligner qu'il a décrit en détail les caractéristiques de minéraux : couleur, transparence, éclat, saveur, odeur, poids, dureté, etc. Toutefois, y manquent encore les données sur la composition chimique des minéraux. Dans ses ouvrages, Agricola aborde également la question de la genèse des gîtes métallifères. Les travaux d'Agricola ont eu une grande influence sur les études minéralogiques de nombreuses générations.



M. Lomonossov (1711-1765).

Les débuts du développement de la minéralogie en Russie sont associés au nom de *M. Lomonossov* (1711-1765).

Il s'occupa des problèmes de la minéralogie durant la deuxième période de son activité scientifique. Dès 1742, il commença l'étude des minéraux et travailla à la composition d'un catalogue du Musée minéralogique de l'Académie des Sciences.



V. Séverguine (1765-1826).



D. Sokolov (1788-1852).

M. Lomonossov publia en langue russe ses travaux géologiques (*Discours sur la naissance des minéraux à la suite des secousses de la Terre, Des couches terrestres, etc.*). Il y donne de nombreuses indications d'ordre pratique sur la recherche des gîtes minéraux.

En Europe occidentale, vers le milieu du XVIII^e siècle on vit apparaître le groupe de minéralogistes suédois. Nous ne mentionnerons parmi eux que Linné et Cronstedt, contemporains de Lomonossov. C. Linné (1707-1778), auteur d'un ouvrage renommé *Le système de la nature*, tenta d'appliquer aux minéraux une double nomenclature (genre et espèce), comme il le fit pour la systématique des plantes et des animaux. A. Cronstedt (1702-1765) a eu le mérite d'exclure du domaine de la minéralogie les organismes fossiles. Il attacha également une grande importance à l'élaboration de la méthode du chalumeau et à l'étude de la composition chimique des minéraux.

A la fin du XVIII^e siècle apparut l'école des minéralogistes de Freiberg, ayant à sa tête A. Werner (1750-1817) et plus tard J. Breithaupt. Elle exerça son influence sur le développement de la minéralogie dans différents pays.

Durant ce temps, le développement des connaissances minéralogiques suivait en Russie son propre cours et atteignait bientôt un niveau si élevé qu'il provoqua l'attention de toute l'Europe occidentale. Des expéditions de savants organisées à grandes échelles par l'Académie russe des Sciences, durant la deuxième moitié du XVIII^e siècle, dans les diverses provinces du vaste pays, principalement dans

l'Oural et en Sibérie, contribuèrent beaucoup à ce développement. Dans la presse parurent des descriptions fondamentales concernant la géographie, l'ethnographie, la faune, la flore et les richesses minérales du pays de I. Lépékhine (1771-1772), de P. Pallas (1771-1788), I. Herman (1789-1811), V. Zouïev, V. Séverguine et bien d'autres encore.

Parmi les minéralogistes russes de cette période mentionnons V. Séverguine et D. Sokolov, naturalistes remarquables.

V. Séverguine (1765-1826), disciple et continuateur des travaux de M. Lomonossov, mena une lutte intransigeante contre toute espèce de scolastique en minéralogie, particulière aux adeptes de l'école allemande de Werner. Le grand mérite de V. Séverguine a été de concrétiser la pensée de M. Lomonossov en créant *Le système général de la minéralogie russe*, systématisant l'énorme volume de faits rassemblés par les expéditions académiques. En 1809, il publia deux volumes de *L'essai de description minéralogique du territoire de l'Etat russe*. Parmi les nombreux travaux de V. Séverguine, méritent une attention particulière ses *Premiers éléments de la minéralogie ou de l'histoire naturelle des minéraux* (1798), *L'art de l'éprouvette, ou instruction pour l'analyse chimique des minerais métalliques* (1801), *le Dictionnaire minéralogique détaillé* (1807), *le Nouveau système des minéraux, établi d'après leurs caractéristiques externes* (1816).

D. Sokolov (1788-1852), membre honoraire de l'Académie des Sciences et professeur de talent. Son *Manuel de minéralogie* (1832), en deux volumes, était considéré comme un livre d'enseignement exemplaire pour les étudiants.

C'est approximativement vers le milieu du XIX^e siècle que la minéralogie a commencé à se former définitivement comme science des minéraux. Toute une série de roches, que l'on considérait jusqu'alors comme des minéraux, fut exclue après observations microscopiques de la nomenclature minéralogique. L'attention des chercheurs fut de plus en plus attirée par les minéraux en tant qu'*entités cristallines* aux propriétés bien définies. Au lieu des anciens raisonnements verbeux des adeptes de l'école de Werner sur les minéraux apparurent des descriptions précises des formes cristallines, des propriétés physiques et chimiques avec une analyse chimique complète des minéraux.

Le nom de N. Kokcharov (1818-1892) est lié à l'essor de la minéralogie russe. Il effectua un travail énorme, étudiant en détail et systématisant les minéraux exploités en Russie. Ses nombreuses descriptions et mesures de cristaux (concernant principalement les matériaux de l'Oural) conservent encore de nos jours toute leur valeur et sont utilisées souvent dans les manuels et lexiques de minéralogie.

L'académicien P. Eréméev (1830-1899), contemporain de N. Kokcharov, fut l'autre minéralogiste remarquable de cette période. De même que Kokcharov, il étudiait avec un intérêt toujours très



N. Kokcharov (1818-1892).



P. Eréméev (1830-1899).

vif toutes les espèces minérales nouvelles arrivant à la Société de minéralogie. Il contribua puissamment à l'essor de la minéralogie nationale par ses nombreuses recherches sur l'aspect morphologique des minéraux, surtout des macles et des pseudomorphoses.

Au fur et à mesure que se multiplièrent les analyses chimiques complètes de minéraux, effectuées par de nombreux savants (l'académicien T. Lovitz, Vauquelin, Lioubarski, le pharmacien de Moscou P. Herman, Wollaston, P. Evréinov, Tennant, etc.), leur attention fut attirée par le problème de la création d'une systématique des minéraux basée sur la chimie. Mais un catalogue rationnel des minéraux ne s'est révélé possible qu'après l'apparition de la *classification périodique des éléments chimiques* due au savant russe D. Mendéléev (1834-1907). L'énorme importance du système périodique est soulignée par des nombreuses réalisations grandioses actuelles dans le domaine des sciences naturelles qu'il a rendues possible.

Pendant que D. Mendéléev créait le système périodique, A. Butlérov (1826-1886) posa les fondements de la théorie de la constitution chimique de la matière, qui a joué un grand rôle dans l'essor de la chimie et de la cristallographie.

Période actuelle du développement de la minéralogie. Les réalisations de la science russe dans le domaine de la cristallographie sont dues au génial savant russe, l'académicien E. Fédorov (1852-1919). Il aborda le *problème de la structure des cristaux* par le biais d'une analyse mathématique rigoureuse et, en 1890, publia l'ouvrage classique de portée mondiale *Symétrie des systèmes réguliers de figures*, dans lequel il établit les seuls 230 groupes d'espace ou de symétrie



D. Mendéléev (1834-1907).

possibles. Une année plus tard (1891) le mathématicien allemand A. Schoenflies obtint les mêmes groupes remplissant l'espace, en y apportant par la suite des corrections proposées par E. Fédorov.

La découverte par D. Mendéléev de la périodicité et l'élaboration d'une classification périodique des éléments chimiques jouèrent un rôle essentiel dans le développement de la minéralogie.

L'idée que les minéraux constituent *des produits des réactions chimiques* se déroulant au sein de l'écorce terrestre a été exprimée dans des nombreux travaux du grand naturaliste russe, professeur à l'Université de Moscou, l'académicien A. Vernadski (1863-1945). En envisageant la minéralogie sous l'angle de « la chimie de la croûte terrestre », Vernadski donna une nouvelle orientation aux recherches minéralogiques. Il attacha une grande importance à la constitution chimique des minéraux en faisant appel à toutes les dernières réalisations de la science mondiale, ainsi qu'à la paragenèse des minéraux et à l'étude historique des conditions de comportement des minéraux dans la nature. Vernadski a démontré expérimentalement



E. Fédorov (1853-1919).



V. Vernadski (1863-1945).

en 1891 le fait que dans les aluminosilicates s'observent des remplacements du silicium tétravalent par l'aluminium trivalent remplissant une fonction acide. Cette thèse fut entièrement confirmée 30 ans plus tard par l'étude des feldspaths aux rayons X, et facilita l'analyse structurale d'autres aluminosilicates. En 1908-1914 parut le premier volume de sa monographie classique des minéraux de la Russie *Essai de minéralogie descriptive*, consacré à la classe des éléments natifs.

Vernadski a défini un ensemble de notions extrêmement intéressantes qui servirent de fondement à une nouvelle discipline scientifique, la *géochimie*. Une première tentative de synthèse des processus chimiques se déroulant dans l'écorce terrestre avait été déjà faite au milieu du siècle dernier par K. Bischof (1792-1870) et Elie de Beaumont (1798-1874). L'actuelle géochimie est redevable de son essor, en plus de V. Vernadski, à V. Goldschmidt (1888-1947), et surtout au savant soviétique, l'académicien A. Fersman.

En 1895, W. Röntgen (1845-1923), en étudiant les rayonnements cathodiques, a découvert les rayons X qui ont favorisé le développement d'une nouvelle méthode d'étude de la matière minérale. La mise en évidence, en 1912, par le physicien M. von Laue du phénomène de diffraction des rayons X à leur passage au travers d'un cristal et les recherches ultérieures, dans cette voie, du savant russe G. Wulf, des savants anglais W. H. Bragg et W. L. Bragg (père et fils), de L. Pauling et d'autres encore, ont permis de faire cor-

respondre d'une façon intime la structure cristalline interne des minéraux à la constitution chimique et aux propriétés physiques de ceux-ci. Les études menées dans ce domaine ont démontré le bien-fondé des suppositions de Lomonossov sur la structure cristalline et ont confirmé la déduction théorique des 230 règles d'arrangement des atomes à l'intérieur des cristaux, faite pour la première fois par E. Fédorov (1890). Ses études sur la symétrie ont servi de base aux méthodes actuelles d'analyse structurale des cristaux par les rayons X. Ces réalisations ont donné naissance à une nouvelle discipline scientifique, la *cristallochimie*, qui étudie les lois de la disposition spatiale et des liaisons mutuelles des atomes ou des ions dans les cristaux aussi que les rapports existant entre la structure cristalline des minéraux et leurs propriétés physiques et chimiques.

En 1896, le physicien français H. Becquerel (1852-1908) a fait une importante découverte, en établissant la radioactivité des sels de l'uranium. Quelques années plus tard (1899), les chimistes Pierre Curie et Marie Curie-Sklodowska décelèrent un nouvel élément chimique, le *radium*, remarquablement radioactif, capable d'émettre spontanément de l'énergie sous forme de rayons spéciaux (α , β et γ). Les phénomènes de radioactivité ont beaucoup contribué à l'élaboration de la théorie actuelle de la constitution et de la structure des noyaux atomiques, de la transformation des éléments chimiques ainsi que de la théorie des isotopes.

Les réalisations de la *chimie colloïdale* et de la *chimie physique* ont grandement favorisé le développement de la minéralogie contemporaine.

Les recherches sur les systèmes colloïdaux naturels avaient été coordonnées et développées pour la première fois par le savant russe P. Weimarn et par le savant autrichien, tôt disparu, F. Cornu. Il y a lieu de citer ensuite les travaux de Van Bemmelen sur les propriétés des principaux colloïdes de l'écorce terrestre et également ceux de R. Liesegang sur le rôle des phénomènes de diffusion et de réactions rythmiques dans les colloïdes naturels.

Les progrès obtenus en chimie physique présentent également une grande importance, en particulier dans les études des phases (dans le sens physico-chimique du terme) et de l'équilibre des systèmes physico-chimiques. La science moderne est grandement redevable dans ce domaine aux recherches de Gibbs qui a établi la loi des phases, ainsi qu'à l'éminent savant soviétique, l'académicien N. Kournakov (1860-1941), qui a créé la méthode d'analyse physico-chimique des alliages et d'autres corps composés en se basant sur des procédés géométriques de représentation des rapports entre la composition et les propriétés des matières étudiées. Son nom est associé également à l'analyse thermique des minéraux.

Parallèlement à l'étude de produits naturels, on fit des essais de synthèse de corps composés rencontrés dans la nature. On s'est occupé de l'obtention artificielle de minéraux dès le XVIII^e siècle,



A. Fersman (1883-1945).

mais les essais systématiques de synthèse des minéraux n'ont débuté qu'au milieu du XIX^e siècle (G. Daubrée, F. Fouqué, etc.). D'importants résultats dans ce domaine ont été obtenus par le savant russe *K. Khrouchtchov*.

Ainsi donc, la fin du XIX^e siècle et le début du XX^e ont été marqués par toute une série de progrès importants, principalement de la cristallographie, de la physique et de la chimie physique. Ces découvertes suscitées par le système périodique de D. Mendéléév ont permis les grandioses réalisations de la science contemporaine.

Le développement de la minéralogie en U.R.S.S. Les missions d'exploration organisées par l'Académie des Sciences de l'U.R.S.S. dans différentes régions du pays sous la direction effective de l'éminent savant *A. Fersman (1883-1945)*, disciple de V. Vernadski et continuateur de son œuvre, jouèrent un grand rôle dans la découverte et la mise en valeur des richesses minérales. Parmi ses nombreuses études, une importance particulière acquiert sa monographie *Les pegmatites*, dans laquelle il fait la synthèse de ses longues et multiples recherches.



A. Boldyrev (1883-1946).



S. Smirnov (1895-1947).

A. Boldyrev (1883-1946), disciple de l'académicien E. Fédorov, s'est également acquis de grands mérites dans l'étude des richesses minérales.

Son traité très détaillé (*Cours de minéralogie descriptive*) en trois fascicules et les deux éditions du *Cours de minéralogie* destiné à l'enseignement supérieur, publié sous sa direction par une équipe de professeurs, ont grandement contribué à la propagation de la minéralogie.

Le nom de l'éminent minéralogiste et infatigable chercheur de gîtes métallifères, l'académicien *S. Smirnov* (1895-1947) jouit également d'une popularité exceptionnelle. Sa monographie classique, *La zone d'oxydation des gîtes de sulfures*, est le plus connu de ses travaux minéralogiques.

IMPORTANCE DES MINÉRAUX ET DES ÉTUDES MINÉRALOGIQUES POUR L'INDUSTRIE

Il n'y a pas une seule branche d'industrie qui n'utilise tel ou tel minerai, soit directement comme matière première, soit sous forme de produit ayant subi le traitement correspondant. Tout le monde connaît le rôle immense dans la vie de l'homme du fer, extrait de minerais qui en sont riches, par des traitements métallurgiques donnant différentes fontes et aciers. Le fer est le nerf principal de l'industrie.

Il est à la base de la métallurgie, de la construction des machines, de la construction navale, des chemins de fer, des ponts, des constructions en béton armé, de l'équipement des mines, de la production des objets d'usage courant, etc. Par ailleurs, la seule sidérurgie absorbe environ 40% du combustible solide minéral disponible sous forme de houille transformée en coke. Les combustibles liquides minéraux — le pétrole et ses dérivés — ont également une part importante dans l'essor de l'industrie. Le rôle des gaz combustibles devient aussi de plus en plus grand.

Dans le développement de la métallurgie des métaux non ferreux, de l'industrie électrique, de la construction des navires et des avions, dans la construction des machines et dans d'autres branches industrielles encore, les métaux dits non ferreux jouent un grand rôle. Ils sont extraits des minerais de cuivre, de zinc, de plomb, d'aluminium, de nickel, de cobalt. L'importance des métaux dits rares — du tungstène, du molybdène, ainsi que du titane, du vanadium, du cobalt, etc. — est primordiale pour la Défense nationale.

Le développement de l'agriculture est intimement lié à l'utilisation des engrais minéraux : minéraux potassiques (sels potassiques), minéraux renfermant du phosphore (apatites, phosphorites), azote (salpêtre), etc. L'industrie chimique est basée dans une large mesure sur les ressources minérales. C'est ainsi que pour la production des sulfates on utilise les pyrites, riches en soufre ; de nombreux minéraux sont employés dans la fabrication des produits chimiques : soufre natif, salpêtre, fluorine, minéraux du bore, du potassium, du sodium, du magnésium, du mercure, etc. Dans l'industrie du caoutchouc, on utilise le soufre, le talc, la baryte ; pour la production des matériaux réfractaires ou résistant aux acides, on emploie l'asbeste, le quartz, le graphite, etc. ; dans l'industrie des colorants et dans la préparation de l'émail et de la glaçure, on se sert de la galène, de la blende, de la barytine, de minéraux du titane, du cuivre, du fer, de l'arsenic, du mercure, du cobalt, du bore, de la cryolite, de l'orthose, du zircon ; dans l'industrie du papier, on emploie le talc, le kaolin, le soufre, les aluns, la magnésite, etc.

Le sel gemme et le chlorure de sodium sont les constituants indispensables de l'alimentation de l'homme. Nombre de minéraux et de produits de leur transformation chimique constituent des médicaments (mirabilite : sel de Glauber ; eaux minérales : Narzan, Borjomi, etc., sels de bismuth, de baryum, de bore, d'iode). Les boues et les sources minérales sont également utilisées à des fins médicinales (eaux contenant de l'hydrogène sulfuré, du gaz carbonique, eaux ferreuses, salines, etc.). La médecine et certaines branches de l'industrie emploient des matières radioactives isolées à partir de minéraux radioactifs ou des isotopes obtenus artificiellement à partir de différents éléments chimiques.

Les pierres jouent également un grand rôle dans la décoration. En dehors des pierres précieuses servant principalement à l'orne-

mentation et aux œuvres d'art, de nombreuses pierres de couleur sont employées pour le revêtement des murs. On décore les constructions avec de la rhodonite rose, avec du jaspe multicolore, du marbre, des quartzites. Le quartz, le spath d'Islande, le mica, la tourmaline, la fluorine sont utilisés dans la fabrication des instruments d'optique. Les paliers des montres et des instruments de précision sont fabriqués avec de l'agate, du corindon, du zircon et d'autres minéraux durs. Le diamant (carbonado), le corindon, le grenat, le quartz sont utilisés comme abrasifs et servent à polir des objets. Les minéraux tendres et onctueux (talc, graphite) sont employés comme charge renforçante, en qualité de lubrifiants graissant les parties en frottement des mécanismes, etc.

Récemment, la libération d'une quantité colossale d'énergie nucléaire à partir des réacteurs à uranium a ouvert des perspectives immenses de production industrielle de l'énergie dans des buts pacifiques. Il est notoire qu'en U.R.S.S. dès 1954, on avait construit la première centrale électrique du monde fonctionnant au combustible nucléaire, et l'on en construit de nouvelles. Enfin, à présent, l'utilisation des réactions thermonucléaires, donnant lieu à la formation d'hélium aux dépens de l'hydrogène lourd (deutérium et tritium), avec libération d'une énergie gigantesque, promet des réalisations exceptionnelles, grâce à l'emploi du lithium.

Cette énumération, forcément très incomplète, des applications des minéraux et de leurs dérivés, montre à quel point le rôle de la matière première minérale est important pour l'économie nationale.

Les données de la minéralogie acquièrent une grande importance pour les travaux de recherche et surtout de reconnaissance de gîtes. Pour les mener à bonne fin, il importe en premier lieu de *savoir définir exactement les minéraux, de connaître les conditions naturelles de leur gisement, les lois de leurs assemblages, etc.* On connaît des exemples de prospecteurs laissant échapper des gisements importants pour l'industrie, faute de pouvoir déceler correctement tel ou tel minéral. Dans la recherche des gîtes d'affleurement, il est important de connaître également la minéralogie des zones d'oxydation de la masse minéralisée, et de pouvoir déterminer d'après celle-ci la composition du minerai primitif se situant au-dessous du niveau de la nappe aquifère.

En outre, certaines propriétés physiques des minéraux (magnétisme, conductibilité électrique, poids spécifique, etc.) ont une grande importance pour l'élaboration des méthodes de recherche et de prospection géophysique des gîtes de minéraux utiles (procédés magnétométriques, électriques, gravimétriques, etc.).

L'étude des caractéristiques qualitatives des minerais au sein des gisements en exploitation constitue l'un des problèmes majeurs des géologues miniers. Il est impossible de le résoudre sans connaître la minéralogie. Le géologue minier, en observant au jour le jour le comportement des minerais dans les exploitations minières,

apprend à connaître mieux que quiconque les règles de différenciations spatiales dans la composition minérale des minerais, ce qui est très important pour l'orientation des travaux d'exploitation.

Dans de nombreux cas, les minerais extraits avant la fusion ou tout autre traitement technologique, subissent par voie mécanique un enrichissement dans des usines de concentration; autrement dit, les minéraux utiles sont dissociés des stériles, et il y a séparation du minerai en concentrés différents de par leur composition. La concentration avec broyage préliminaire et émiettement des minerais s'effectue dans des appareils spéciaux utilisant les diverses propriétés des minéraux: poids spécifique, susceptibilité magnétique, conductibilité électrique, comportement à la flottation, etc. La grosseur des grains des minéraux constituant les minerais joue aussi un rôle très important, ainsi que la nature du ciment de consolidation. Pour résoudre tous ces problèmes il faut des études minéralogiques spéciales, qui sont habituellement effectuées dans des laboratoires de minérographie des Instituts de recherches scientifiques de concentration des minerais. Toutefois, tout géologue, ayant acquis la maîtrise des méthodes d'investigation minéralogique et scrutant constamment la composition minéralogique et la texture des minerais, peut arriver à de justes conclusions sur le comportement de tel ou tel minerai, lors de son enrichissement; il pourra prédire également quelles seront les pertes des composants en cas de choix de tel ou tel mode de concentration et quelles en seront les causes.

L'étude minéralogique des minéraux utiles a donc une très grande importance aussi bien pour la recherche et la reconnaissance de gîtes que pour l'exploitation des mines et la transformation des produits extraits.

L'ÉCORCE TERRESTRE ET SA COMPOSITION

【Structure du globe terrestre. L'objet essentiel des études géologiques, y compris les études minéralogiques, c'est l'*écorce terrestre*¹, terme par lequel on entend l'enveloppe la plus externe du globe terrestre, accessible à l'observation directe: partie inférieure de l'atmosphère, hydrosphère et partie supérieure de la lithosphère (partie solide de la Terre).

Nos connaissances sur la structure et la composition chimique de l'écorce terrestre reposent presque exclusivement sur l'observation des faits se déroulant dans les parties les plus superficielles de notre planète. En certains endroits, par suite de l'exploitation en mines de gisements de minéraux utiles, on connaît également des parties plus profondes de l'écorce terrestre. Dans le gisement aurifère du Witwatersrand (Afrique du Sud), la plus grande profondeur des puits est d'environ 2,5 km. Les plus profonds sondages pétroliers atteignent 4-5 km.

Les mouvements orogéniques de différentes époques géologiques, qui donnèrent naissance à des chaînes de montagnes, firent monter de la profondeur les roches les plus variées, d'origine notoirement extra-corticale. Or, cela permet d'avoir, comme le démontrent les observations et les calculs des géologues, une représentation plus ou moins réelle de la composition et de la structure du globe terrestre sur une profondeur qui ne dépasse pas 16-20 km (alors que son rayon est supérieur à 6 300 km).

On ne peut juger de la structure et de la composition interne du globe que d'après des données indirectes. Ainsi, la confrontation des densités du globe terrestre (5,527) et de sa croûte (2,7-2,8) montre que les parties internes de notre planète ont probablement une bien plus grande densité que les zones supérieures. Comme le permettent

¹ La dénomination « écorce terrestre » est de pure convention et n'a aucun rapport avec l'écorce primaire du refroidissement du globe terrestre.

de supposer certaines données (observations géophysiques, comparaison de la Terre avec d'autres corps cosmiques, composition des météorites, etc.), ce phénomène est dû non seulement à l'augmentation de la pression en profondeur, mais encore à la variation de la composition des parties internes de notre planète.

Géosphères	Épaisseur (en km)	Densité	Composition
Atmosphère	Plusieurs centaines	0-0,0015	N ₂ , O ₂ , H ₂ , CO ₂ , gaz nobles ou inertes
Biosphère	0-11	Environ 1	Matières organiques et minéraux des squelettes
Hydrosphère	0-11	1	H ₂ O, etc. (océans et partiellement les eaux terrestres, neige et glace)
Enveloppe externe silicatée	60-120	2,73	Éléments lithophiles*: O, Si, Al, Ca, Mg, Na, K, Li, Rb, Ba, etc.
Enveloppe d'éclogite	1100	3,6-4	Silicates, principalement de Mg et Fe
Enveloppe de sulfures et d'oxydes	1700	5-6	Éléments chalcophiles **: S, Se, Te, Fe, Cu, Zn, Pb, Cd, Hg, Sb, Bi, As, Au, Ag, etc.
Noyau de fer et de nickel	3500	8-10	Éléments sidérophiles ***: Fe, Ni, Co, le groupe du platine; Mo, P, C, etc.

* Du grec « lithos » — pierre ; la plupart des éléments lithophiles ont une affinité pour l'oxygène.

** Du grec ancien « chalcos » — cuivre. La plupart des éléments chalcophiles présente une affinité caractéristique pour le soufre.

*** Du grec ancien « sideros » — fer (« météorite »).

D'après l'hypothèse de Goldschmidt sur la structure du globe terrestre, celui-ci serait formé de trois zones concentriques principales (géosphères) : 1) externe ou lithosphère ; 2) intermédiaire, la chalcosphère, riche en oxydes et en composés sulfurés de métaux, principalement du fer ; 3) zone centrale ou sidérophère, constituée par un noyau de fer et de nickel¹. La lithosphère se subdivise, elle aussi, en deux parties : l'enveloppe superficielle, jusqu'à une profondeur de 120 km, comportant surtout des roches siliceuses ordinaires, et l'enveloppe inférieure d'éclogite (120-1 200 km) représentée par des roches siliceuses enrichies en magnésium.

¹ Selon les dernières données des astronomes, le noyau terrestre, à une profondeur d'environ 3 000 km, possède les propriétés d'un corps liquide.

Les différentes géosphères sont caractérisées par les données du tableau, dues à Goldschmidt.

Les rapports entre les géosphères sont indiqués d'une façon schématique sur la figure 3, les limites de séparation étant établies d'après des données géophysiques à des profondeurs de 1 200 et 2 900 km de la surface du sol.

Composition de l'écorce terrestre. La composition chimique moyenne de la partie de l'écorce terrestre accessible à l'observation ayant une épaisseur conventionnelle de 16 km et comprenant l'hydrosphère, la biosphère et la couche attenante de l'atmosphère, a été calculée par de nombreux savants. Pour la première fois la composition de la partie solide de l'écorce terrestre (pourcentage en poids) a été indiquée par le savant américain F. Clarke en 1889. Ces chiffres furent précisés par V. Vernadski, A. Fersman, I. et V. Noddak, G. Hevesy, V. Goldschmidt et A. Vinogradov. Ce dernier a calculé la composition chimique moyenne de la lithosphère seule (sans hydrosphère et atmosphère).

Sur proposition de l'académicien Fersman, on a donné aux valeurs moyennes des teneurs en différents éléments de l'écorce terrestre le nom de « nombres de Clarke » ou simplement « clarke ».

Il proposa également d'exprimer ces chiffres non seulement en pourcentage pondéral, mais encore en pourcentage atomique.

Sur cent deux éléments chimiques qui figurent dans le tableau de classification périodique des éléments de Mendéléev (tableau 1), très peu présentent une teneur élevée dans l'écorce terrestre. De tels éléments figurent principalement dans la partie supérieure du tableau; autrement dit, ils constituent des éléments ayant de faibles numéros d'ordre.

Les éléments dont la teneur est la plus élevée sont: O, Si, Al, Fe, Ca, Na, K, Mg, Ti, H et C. Tous les autres éléments que l'on trouve dans l'écorce terrestre ont une teneur ne dépassant pas quelques dixièmes de pour cent (en poids). La très grande majorité de ces éléments se rencontre dans l'écorce terrestre presque exclusivement sous forme de composés chimiques et un nombre infime d'entre eux se présente sous forme d'éléments natifs. Les uns et les autres apparaissent à la suite de réactions chimiques déclenchées au sein de l'écorce terrestre par les différents processus géologiques. Ces processus aboutissent à la formation de massifs de roches à composition très variée, et à la mise en place de gisements de minerais.

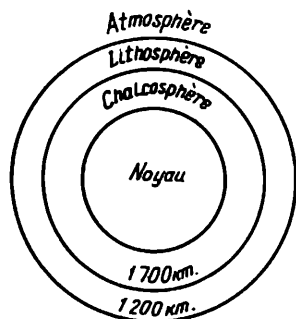


Fig. 3. Schéma de la structure de la Terre.

SYSTÈME PÉRIODIQUE DES ÉLÉMENTS

Groupes	I	II	III	IV	V								
2	Li6,9393 Lithium	Be9,012245 BériIium	B10,811 Bore	C12,011156 Carbone	N14,00677 Azote								
3	Na22,989811 Sodium	Mg24,3121213 Magnésium	Al26,9815 Aluminium	Si28,08614 Silicium	P30,973815 Phosphore								
4	K39,10219 Potassium	Ca40,0820 Calcium	Sc44,95621 Scandium	Ti47,9022 Titane	V50,94223 Vanadium								
	2963,546 Cu Cuivre	3065,37 Zn Zinc	3169,72 Ga Gallium	3272,59 Ge Germanium	3374,9216 As Arsenic								
5	Rb85,4737 Rubidium	Sr87,6238 Strontium	Y88,90539 Yttrium	Zr91,2240 Zirconium	Nb92,90641 Niobium								
	47107,868 Ag Argent	48112,40 Cd Cadmium	49114,82 In Indium	50118,69 Sn Étain	51121,75 Sb Antimoine								
6	Cs132,90555 Césium	Ba137,3456 Barium	La138,9157 Lanthane	Hf178,4972 Hafnium	Ta180,94873 Tantale								
	79196,967 Au Or	80200,59 Hg Mercure	81204,37 Tl Thallium	82207,19 Pb Plomb	83208,980 Bi Bismuth								
7	Fr[223]87 Francium	Ra[226]88 Radium	Ac[227]89 Actinium	Ku[90-103]104 Kourchtatovium	105								
L A N T H													
140,12	58 Ce Cérium	140,907	59 Pr Praseodyme	144,24	60 Nd Néodyme	[145]	61 Pm Prométhium	150,35	62 Sm Samarium	151,96	63 Eu Europium	157,25	64 Gd Gadolinium
A C T I N													
232,038	90 [231] Th Thorium	91 Pa Protactinium	238,03	92 U Uranium	[237]	93 Np Neptunium	[242]	94 Pu Plutonium	[243]	95 Am Américium	[247]	96 Cm Curium	

Tableau 1

		VII		VIII		Périodes ↓					
		1,00797	H Hydrogène	4,0026	He Hélium	1		H - Éléments s p - Éléments p V - Éléments d Lr - Éléments f			
VI		8 15,9994	O Oxygène	9 18,9984	F Fluor	10 20,183	Ne Neon	2			
16 32,064		S Soufre	17 35,453	Cl Chlore	18 39,948	Ar Argon	3				
24 51,996		Cr Chrome	25 54,9380	Mn Manganèse	26 55,847	Fe Fer	27 58,9332	Co Cobalt	28 58,91	Ni Nickel	
34 78,96		Se Sélénium	35 79,904	Br Brome	36 83,80	Kr Krypton	4				
42 95,94		Mo Molybdène	[99] 43	Tc Technétium	44 101,07	Ru Ruthénium	45 102,905	Rh Rhodium	46 106,4	Pd Palladium	
52 127,60		Te Tellure	53 126,9044	I Iode	54 131,30	Xe Xénon	5				
74 183,85		W Tungstène	75 186,2	Re Rhénium	76 190,2	Os Osmium	77 192,2	Ir Iridium	78 195,09	Pt Platine	
84 [210]		Po Polonium	85 [210]	At Astate	[222]	Rn Radon	6				
106								Nombre de masse de l'isotope de longue durée de vie ↓ Numéro atomique de l'élément 84 [210] Nombre d'électrons de la couche Masse atomique (¹² C=12)			
A		N		I		D		E		S	
158,924	65	162,50	66	164,930	67	167,26	68	168,934	69	173,04	70
Tb Terbium	Dy Dysprosium	Ho Holmium	Er Erbium	Tm Thulium	Yb Ytterbium	Lu Lutécium	71				
I		D		E		S					
247	97	249	98	[254]	99	[253]	100	101	102	103	
Bk Berkélium	Cf Californium	Es Einsteinium	Fm Fermium	Md Mendelevium	(No) Nobélium	Lr Lawrencium					

Tableau 2

Composition chimique moyenne de la lithosphère en pourcentage en poids
(D'après A. Vinogradov, 1949) *

I	O—47,0 Si—27,5	V	Ni—0,008 Li—0,0065 Zn—0,005 Ce—0,0045 Sn—0,004 Co—0,003 Y—0,0028 La—0,0018 Pb—0,0016 Ga—0,0015 Nb—0,001	VII	Se— $6 \cdot 10^{-5}$ Cd—($5 \cdot 10^{-5}$) Sb—($4 \cdot 10^{-5}$) I— $3 \cdot 10^{-5}$ Bi—($2 \cdot 10^{-5}$) Ag—($1 \cdot 10^{-5}$) In—($1 \cdot 10^{-5}$)
II	Al—8,6 Fe—5,0 Ca—3,5 Na—2,5 K—2,5 Mg—2,0				
III	Ti—0,60 H—(0,15) C—(0,10)			VIII	Hg— $7 \cdot 10^{-6}$ Os— $5 \cdot 10^{-6}$ Pd— $1 \cdot 10^{-6}$ Te—($1 \cdot 10^{-6}$)
IV	Mn—0,09 S—0,09 P—0,08 Ba—0,05 Cl—0,045 Sr—0,04 Rb—0,031 F—0,027 Cr—0,02 Zr—0,02 V—0,015 Cu—0,01 N—(0,01)	VI	Th— $8 \cdot 10^{-4}$ Cs— $7 \cdot 10^{-4}$ Ge— $7 \cdot 10^{-4}$ Be— $6 \cdot 10^{-4}$ Sc— $6 \cdot 10^{-4}$ As— $5 \cdot 10^{-4}$ Hf— $3,2 \cdot 10^{-4}$ Mo— $3 \cdot 10^{-4}$ B— $3 \cdot 10^{-4}$ U— $3 \cdot 10^{-4}$ Tl— $3 \cdot 10^{-4}$ Ta— $2 \cdot 10^{-4}$ Br— $1,6 \cdot 10^{-4}$ W— $1 \cdot 10^{-4}$	IX	Au— $5 \cdot 10^{-7}$ Pt— $5 \cdot 10^{-7}$ Ru—($5 \cdot 10^{-7}$) Ir— $1 \cdot 10^{-7}$ Rh— $1 \cdot 10^{-7}$ Re— $1 \cdot 10^{-7}$
				XI	Ra— $1 \cdot 10^{-10}$ Pa—($1 \cdot 10^{-10}$)

* On n'a pas fait figurer dans ce tableau tous les éléments du groupe des terres rares, ainsi que les gaz nobles, dont les déterminations quantitatives ne sont pas suffisamment sûres. Les données relatives aux huit premiers éléments, ainsi qu'au soufre, ont été corrigées suivant les dernières indications du savant soviétique A. Vinogradov.

Si l'on situe en groupes, par décades¹, les principaux éléments suivant l'ordre de leur pourcentage (en poids) dans l'écorce terrestre, on obtient le tableau 2.

Du tableau 2, il découle que la grande majorité des minéraux de l'écorce terrestre doit représenter des composés des éléments

¹ Du mot grec «déca» — dix.

des deux premières décades qui constituent en poids la masse principale. Effectivement, dans l'écorce terrestre, les composés oxygénés du silicium, de l'aluminium, du fer, ainsi que des métaux alcalino-terreux et alcalins (calcium, magnésium, sodium et potassium) sont extrêmement fréquents. Ils comportent principalement les oxydes et les sels oxygénés (surtout les silicates, les aluminosilicates, les carbonates, les sulfates, etc.), qui entrent dans la composition des différentes roches formant l'écorce terrestre.

Les clarkes des métaux lourds, qui jouent un grand rôle dans l'industrie, ont dans leur immense majorité des valeurs infimes et figurent dans les dernières colonnes des éléments groupés en décades, suivant leur composition moyenne (tableau 3).

Tableau 3

Répartition des principaux métaux dans l'écorce terrestre

Décades	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX—XI
Métaux	Al, Fe Mg	Ti	Mn, Cr, V, Cu	Ni, Zn Sn, Co Y, La Pb, Ca Nb	Th, Cs Ge, Be As, Mo U, Tl Ta, W	Cd, Sb Bi, Ag In	Hg, Os Pd, Te	Au, Pt Ru, Ir Rh, Re Ra .

Quelques particularités de la distribution des métaux lourds au sein de l'écorce terrestre. Du fait de phénomènes géochimiques se déroulant dans la nature, de nombreux éléments rares dans l'écorce terrestre constituent fréquemment des concentrations de substance minérale particulièrement riches qui portent le nom de gîtes minéraux. S'il n'existait point de processus aboutissant à la formation de pareils gisements, qu'il y a intérêt à exploiter, afin d'extraire des métaux utiles à l'industrie, on peut affirmer qu'il n'y aurait pas eu le développement actuel de la technique et de la culture. De nombreux métaux extraits alors des roches au laboratoire ne constitueraient que des métaux dont le prix serait exorbitant. Il est très caractéristique que les clarkes de métaux tels que le vanadium, le césium, le gallium, etc., sont de beaucoup supérieurs aux clarkes du mercure, du bismuth, de l'argent, de l'or, etc. Pourtant, malgré leurs précieuses propriétés, ils ont une application réduite, vu que très peu de leurs gisements ont des teneurs industrielles.

Les composés naturels des métaux lourds constituent, somme toute, des combinaisons relativement simples. Une partie de ces éléments (Fe, Mn, Sn, Cr, W, Nb, Ta, Th, U) se présente généralement sous forme de composés oxygénés, tandis que, par contre, de nombreux autres éléments (Fe, Ni, Co, Zn, Cu, Pb, Hg, Mo, Bi, As,

Sb, Ag, etc.) se rencontrent principalement sous forme de concentrations de composés sulfureux, arsénieux et antimonieux.

Sur le diagramme (fig. 4) qui porte en abscisses les numéros d'ordre des éléments chimiques, et, en ordonnées, les logarithmes de leurs clarkes atomiques, on peut voir qu'avec l'accroissement du numéro d'ordre les courbes des clarkes des éléments, aussi bien paires qu'impaires, accusent, somme toute, une tendance à la diminution. Cela signifie que pour la plupart des éléments chimiques,

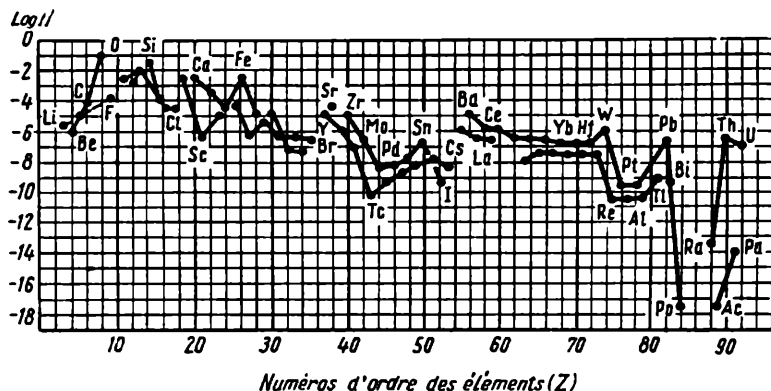


Fig. 4. Distribution des éléments dans la zone superficielle de la lithosphère. Sur le diagramme sont indiqués les logarithmes des clarkes atomiques (H) comme fonctions du numéro d'ordre (Z) l'oxygène étant pris pour unité.

il s'établit un rapport inversement proportionnel entre leur composition moyenne dans l'écorce terrestre et leur numéro d'ordre, bien qu'il y ait des exceptions (par exemple pour le Li, Be, B, etc.).

En rapprochant la répartition des éléments chimiques dans l'écorce terrestre (en clarkes atomiques) et le nombre de minéraux dont ils sont les constituants, on note une certaine correspondance directe entre eux, à quelques exceptions près, comme l'a indiqué

Elément	Clarke atomique	Nombre de minéraux	Elément	Clarke atomique	Nombre de minéraux
O	53,39	1221	Fe	1,31	170
H	17,25	798	K	1,05	43
Si	16,11	377	C	0,51	194
Al	4,80	268	Ti	0,22	30
Na	1,82	100	Cl	0,10	67
Mg	1,72	105	F	0,07	59
Ca	1,41	194			

le savant soviétique P. Pilipenko. C'est le cas surtout pour les éléments de faible poids atomique ¹.

Pour de nombreux métaux lourds cette correspondance n'est pas constatée. C'est ainsi que le tellure, dont le clarke atomique dans l'écorce terrestre est environ 100 fois inférieur au clarke du sélénium, forme dans les conditions naturelles près de 40 minéraux indépendants, alors que pour le sélénium on n'en connaît que 28, et par surcroît, principalement en association avec le soufre. Pour le zinc, qui a un clarke 50 fois supérieur au clarke du plomb, nous avons 26 minéraux, contre 130 pour le plomb, etc.

Les différences notées sont pour sûr le fait des propriétés chimiques des éléments eux-mêmes, propriétés en liaison avec la structure de leurs ions et la position de ces éléments dans le système périodique de Mendéléev. Pour les éléments possédant les mêmes propriétés et dont les ions ont une structure et des dimensions analogues, mais dont la concentration dans la solution ou le bain de fusion est différente, il est normal de s'attendre à ce qu'en cas de cristallisation, les éléments de concentration inférieure entrent dans les édifices cristallins, formés par les éléments dominants, comme s'ils s'y dissolvaient. Mais si un élément ne trouve point, dans le milieu ambiant, d'ions d'éléments de dimensions et de structure analogues, quelle que soit la quantité de cet élément dans la solution en cristallisant, il doit former un composé indépendant. Il est très significatif que le manganèse bivalent entre généralement dans la composition de minéraux sous forme d'additions isomorphes du fer et du calcium bivalents; par contre, le manganèse tétravalent forme toujours des composés bien individualisés. Pour la même raison, des éléments tels que le rubidium, le scandium, le hafnium, l'indium, le rhénium, etc., ayant de faibles clarkes, ne forment dans la nature aucun minéral indépendant, mais y sont dispersés, s'ajoutant en qualité d'additions isomorphes à d'autres éléments. Cela s'applique également dans une large mesure, à des éléments plus répandus, tels que le sélénium, le vanadium, le césium, le cadmium, etc. Par contre, des éléments, ayant de très faibles clarkes atomiques, comme le tellure, l'or, le groupe des métaux du platine, le bismuth, etc., s'observent fréquemment sous forme de minéraux indépendants.

¹ On n'a exclu que les variantes de minéraux dans lesquels l'élément considéré n'entre que sous forme d'adjonction isomorphe.

PROPRIÉTÉS DES MINÉRAUX

1. GÉNÉRALITÉS

Lorsque nous examinons les minéraux dans les vitrines des musées ou dans les éventaires, avec des échantillons choisis spécialement, nous sommes surpris involontairement par la variété de leurs caractéristiques externes qui les distinguent les uns des autres.

Certains minéraux paraissent transparents (cristal de roche, sel gemme), d'autres sont troubles, translucides, ou ne laissent passer aucune lumière (magnétite, graphite).

La teinte constitue une caractéristique remarquable de nombreux composés naturels. Pour certains minéraux elle est constante et très particulière. Ainsi, le cinabre (sulfure de mercure) a toujours une teinte rouge écarlate; la malachite se distingue par sa coloration verte vive, les petits cristaux cubiques de la pyrite se reconnaissent aisément par leur teinte métallique dorée, etc. Par ailleurs, la teinte d'un grand nombre de minéraux est variable. Il en est ainsi, par exemple, pour les variétés du quartz : incolores, transparentes, blanc laiteux, jaune-brun, presque noires, violettes, roses.

L'éclat est également une caractéristique très particulière de nombreux minéraux. Dans certains cas, il ressemble beaucoup à l'éclat des métaux (galène, pyrite, arsénopyrite), dans d'autres, à celui de verre (quartz), de la nacre (muscovite). Il y a aussi de nombreux minéraux dont même la cassure fraîche présente un aspect mat, autrement dit, ils n'ont pas d'éclat.

Souvent les minéraux se rencontrent sous forme de cristaux, parfois très gros, quelquefois extrêmement menus, discernables seulement à l'aide d'une loupe ou d'un microscope. Pour de nombreux minéraux les formes cristallines sont très typiques; par exemple pour la pyrite (cubes), pour le grenat (dodécaèdres rhomboïdaux), pour le béryl (prismes hexagonaux). Toutefois, dans la plupart des cas, les masses minérales se présentent sous forme d'agrégats com-

pacts, dans lesquels les grains isolés n'ont pas d'aspect cristallin. De nombreuses matières minérales constituent également des concentrations en coulée; parfois de forme hétéroclite n'ayant rien de commun avec les cristaux. Il en est ainsi des touffes de malachite, des formations en stalactites de la limonite (hydroxydes de fer).

Les minéraux se distinguent également par d'autres propriétés physiques. Certains d'entre eux sont si durs qu'ils raient facilement le verre (quartz, grenat, pyrite); d'autres, au contraire, sont eux-mêmes rayés par des éclats de verre ou la pointe de couteau (calcite, malachite); d'autres encore sont si tendres qu'ils se laissent facilement rayer par l'ongle (gypse, graphite). Certains minéraux se fendent aisément suivant des plans déterminés, en donnant des fragments de formes régulières, ressemblant aux cristaux (sel gemme, galène, calcite); d'autres forment à la cassure des surfaces à stries courbes, « conchoïdales » (quartz). Par ailleurs, varient dans de larges limites des propriétés telles que le poids spécifique, la fusibilité, etc.

Les propriétés chimiques des minéraux varient tout d'autant. Les uns se dissolvent facilement dans l'eau (sel gemme), d'autres ne se dissolvent que dans les acides (calcite), d'autres encore résistent même à l'attaque par d'acides forts (quartz). La plupart des minéraux exposés à l'air se conservent bien. L'on connaît pourtant différents corps naturels qui s'oxydent ou se décomposent aisément sous l'action de l'oxygène, de l'acide carbonique et de l'humidité contenus dans l'air. On a établi également depuis longtemps que certains minéraux, sous l'effet de la lumière, modifient peu à peu leur couleur.

Toutes ces propriétés des minéraux, comme nous nous en convainquons de plus en plus, sont *en liaison causale avec la composition chimique et la structure cristalline de la matière*; ce qui, par voie de conséquence, est à son tour conditionné par les dimensions des atomes ou des ions (entrant dans la composition du minéral), par la structure de leurs enveloppes électroniques (surtout externes) et par les propriétés déterminées par la position des éléments chimiques dans le tableau de D. Mendéléev. Aussi, beaucoup de choses qui, jadis, paraissaient mystérieuses, deviennent de plus en plus compréhensibles à la lumière des réalisations actuelles des sciences exactes. Ces acquis contribuent non seulement à une juste compréhension des phénomènes naturels, mais nous aident également dans l'utilisation pratique des propriétés des minéraux.

Profitant de l'occasion nous allons rappeler quelques notions, très importantes pour nous, de la physique, de la chimie, de la cristallographie et de la chimie colloïdale.

Etats d'agrégation des minéraux. Suivant les trois états d'agrégation de la matière existant, on distingue les minéraux durs, liquides et gazeux.

Toute matière du monde inanimé selon la température et la pression peut se trouver en n'importe quel état d'agrégation ; et en cas de variation de ces facteurs, elle peut passer d'un état à un autre.

Les limites de stabilité de chaque état d'agrégation se situent dans des intervalles de températures très variables suivant la nature de la matière. En cas de pression atmosphérique et dans les conditions de température ordinaire, la plupart des minéraux se trouvent à l'état solide et ils fondent si la température s'élève fortement, alors que le mercure dans ces conditions existe à l'état liquide, et l'hydrogène sulfuré et l'acide carbonique sont à l'état gazeux.

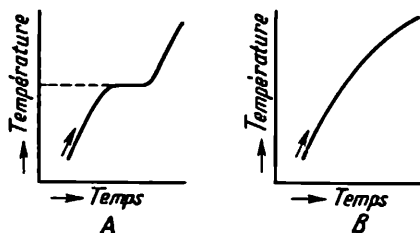


Fig. 5. Courbes d'échauffement d'un corps cristallisé (A) et d'un corps amorphe (B).

La plupart des minéraux à l'état solide sont représentés par de la *matière cristalline*, c'est-à-dire par des corps ayant une structure cristalline. Chaque corps cristallin a une température de fusion déterminée à laquelle la modification de l'état d'agrégation de la matière s'accompagne d'une absorption de chaleur, ce que révèle très nettement le comportement des courbes d'échauffement (fig. 5, A). Pendant un certain intervalle de temps, la chaleur fournie au système est dépensée à la fusion du corps (la courbe s'adoucit).

La cristallisation d'un corps liquide homogène sous l'effet du refroidissement doit avoir lieu à la même température que la fusion du corps solide de même composition mais, généralement, elle n'est déclenchée que quand le liquide est *sous-refroidi*, ce qu'il ne faut jamais perdre de vue.

Les corps solides, chimiquement purs, qui se caractérisent par une absence de structure ordonnée, autrement dit par un arrangement chaotique des atomes, portent le nom de corps *amorphes* (vitreux). Ils sont classés dans le groupe des matières isotropes, c'est-à-dire possédant les mêmes propriétés physiques dans toutes les directions. Le *passage continu* d'un état d'agrégation à un autre suivant une courbe ne présentant pas de rupture de pente (fig. 5, B) est également une caractéristique des corps amorphes, qu'on ne rencontre pas dans les corps cristallisés. C'est ainsi que la cire à cacheter une fois chauffée devient molle peu à peu, puis visqueuse et finalement s'égoutte.

Les corps amorphes s'obtiennent fréquemment à la solidification des corps fondus se trouvant à l'état visqueux, surtout quand le refroidissement du bain de fusion s'effectue très rapidement. La formation de la lechatéliérîte (verre de quartz amorphe) par la foudre frappant une roche cristalline à quartz, peut servir d'exemple. La transformation des corps amorphes en corps cristallisés ne peut s'effectuer que si on les maintient longtemps dans un état pâteux, à une température proche du point de fusion.

Structure cristalline de la matière. Nous rappellerons que la structure cristalline de la matière est déterminée: 1) par le nombre d'unités structurales (atomes, ions, molécules), s'arrangeant dans l'espace suivant un ordre bien déterminé sous l'effet des forces électrostatiques; 2) par le rapport des dimensions des unités structurales, qui permet d'expliquer la compacité de l'assemblage et l'indice de coordination ou coordinence (c'est-à-dire le nombre d'anions les plus rapprochés, entourant un cation donné); 3) par les liaisons chimiques, qui jouent également un rôle important dans l'arrangement spatiale des atomes ou des ions et correspondent à différents types de structures.

Les forces des liaisons qui maintiennent en équilibre les unités structurales dans les cristaux ont une nature différente suivant les composés chimiques. Pour la très grande majorité des corps cristallisés du monde inanimé, c'est la liaison *ionique* qui est typique. Les forces de liaison proviennent alors de l'attraction électrostatique des ions de charges contraires (par exemple Na^+ et Cl^- dans le réseau cristallin du NaCl). De nombreux corps cristallisés possèdent une *liaison dirigée covalente* (homéopolaire) qui s'interprète de la façon suivante: des atomes très rapprochés utilisent, pour la formation d'enveloppes externes stables, leurs paires d'électrons non saturés (par exemple dans la structure du diamant, chaque atome, lié rigidement à quatre atomes voisins, forme quatre liaisons covalentes). Dans les structures cristallines des métaux s'établit souvent une *liaison métallique*. Cette liaison est assurée par les électrons semi-libres de la couche électronique externe qui ne s'échappant pas forment en commun un « gaz électronique » qui circule au sein de la carcasse chargée positivement et constituée d'ions du réseau. Dans les structures moléculaires, les unités structurales, représentées par les molécules électriquement neutres, sont retenues par de faibles liaisons secondaires de *Van der Waals* (il en est ainsi pour de nombreux composés organiques, ainsi que pour le soufre de mine, l'oxyde d'antimoine, etc.). Il existe, en outre, des matières cristallisées dans lesquelles agissent simultanément différentes forces de liaisons, avec prédominance de l'une d'elles. De nombreuses propriétés de minéraux s'expliquent par les forces de liaison existant entre les unités structurales (propriétés optiques, mécaniques, conductibilité électrique, conductibilité thermique, etc.).

Dans les complexes ioniques, les anions, constituant des unités structurales relativement grandes, occupent l'espace principal des réseaux cristallins, et, en cas d'assemblage compact, ils tendent naturellement à se disposer régulièrement dans l'espace, suivant le principe des assemblages compacts cubique (trois couches) ou hexagonal (deux couches). Par contre, les cations, du fait de leurs moindres dimensions, se disposent entre les anions dans les creux, tétraédriques ou octaédriques, en fonction de leurs grandeurs relatives. On sait que le nombre de creux octaédriques, dans les remplissages à assemblage compact, est égal au nombre d'anions, quant aux creux tétraédriques, de moindres dimensions, leur nombre est deux fois plus grand. Toutefois, tous ces creux ne sont pas remplis obligatoirement par des cations, et le remplissage peut s'effectuer différemment : en rangées, en couches, en anneaux, en zigzag, etc. La forme tétraédrique et octaédrique des creux conditionne dans une large mesure le fait que la coordinence des cations est généralement 4 ou 6.

Le principe des assemblages compacts des composés inorganiques a été élaboré en détail par le savant soviétique N. Bélov. Il a été utilisé avec succès pour l'étude de structures cristallines complexes de nombreux minéraux et a révélé des détails de structure importants, déterminant tel ou tel caractère des matières cristallines. Il ne faut pas toutefois perdre de vue que, suivant les dimensions des cations, il peut y avoir également des assemblages moins compacts (avec des anions « écartés ») et des arrangements qui ne peuvent être rattachés aux assemblages compacts (par exemple les feldspaths).

On sait que la cristallisation de la matière est un phénomène exothermique, se produisant avec dégagement de chaleur. L'énergie des matières cristallines constituées de groupements d'ions dont le pouvoir polarisant ou la polarisation sont faibles (A. Kapoustinski), augmente en même temps que le nombre d'unités structurales (ions) et leurs valences et par suite avec la diminution de leurs dimensions (rayons ioniques). Des propriétés telles que la solubilité, la volatilité, la température de fusion, dans une certaine mesure la dureté et d'autres propriétés encore, caractérisant la stabilité de l'arrangement, sont conditionnées par l'énergie de la matière cristalline.

Polymorphisme. On désigne par polymorphisme (du grec « poly » — beaucoup), la faculté d'une matière cristalline de subir une ou plusieurs modifications de la structure cristalline, sous l'influence des variations de facteurs extérieurs (surtout de la température), et par suite des modifications des propriétés physiques. Le dimorphisme du carbone naturel, cristallisant, en fonction des conditions du milieu, sous la forme de diamant (système cubique) ou sous la forme de graphite (système hexagonale), aux propriétés physiques très différentes, malgré l'identité de composition, constitue l'exemple le plus frappant sous ce rapport. Chauffée à la pression atmosphérique sans accès d'oxygène, la structure cristalline du diamant à une

température de plus de 3 000° passe à une structure qui est plus stable dans ces conditions, celle du graphite. Le passage inverse du graphite au diamant n'a pas été constaté.

Parfois, la transition polymorphique ne s'accompagne que de très faibles changements dans la structure cristalline de la matière et l'on ne peut déceler sans études fines d'appréciables modifications des propriétés physiques du minéral. Telles sont, par exemple, les transitions du quartz α en quartz β et inversement. Toutefois,

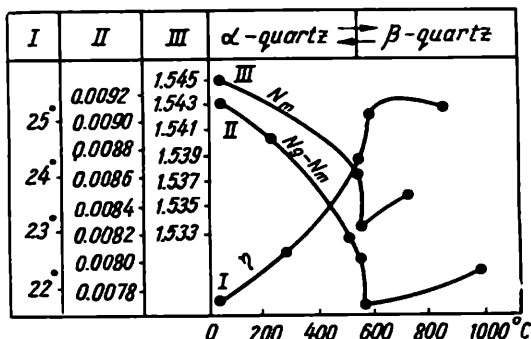


Fig. 6. Modification des propriétés du quartz avec l'élévation de la température. I — rotation du plan de polarisation ; II — valeur de la biréfringence ; III — indice de réfraction N_m (pour la ligne D du spectre).

l'étude des propriétés optiques (fig. 6) montre une variation univoque par bond, au point de transition (aux environs de 573°) pour des propriétés telles que l'indice de réfraction, la biréfringence et la rotation du plan de polarisation optique.

Les variantes d'une matière cristallisée donnée, stables dans telles ou telles conditions physico-chimiques déterminées, s'appellent des *modifications*, chacune se caractérisant par une structure cristalline qui lui est propre. Une matière donnée quelconque peut comporter deux, trois ou plusieurs de ces variantes ou modifications polymorphiques (ainsi, l'on a établi six variantes pour le soufre, dont trois à l'état naturel, neuf variantes pour SiO_2 , etc.).

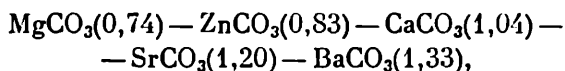
Les différentes variantes polymorphiques sont désignées généralement par des lettres grecques α , β , γ , etc., accolées au nom du minéral (par exemple le quartz α , stable au-dessous de 573°, le quartz β , stable au-dessus de 573°, etc.). Il n'y a guère d'unité dans la nomenclature des variantes polymorphiques. Certains auteurs s'en tiennent pour la désignation des différentes variantes, aux lettres α , β , prises dans l'ordre suivant l'élévation ou l'abaissement de la température de transition ; d'autres préfèrent faire dépendre cet ordre de la fréquence des variantes, ou de les désigner au fur

et à mesure de leur découverte. Il y a lieu d'estimer plus rationnelle la première de ces nomenclatures.

La polymorphie est très répandue parmi les composés naturels. Malheureusement, ils sont encore loin d'être suffisamment étudiés. Les modifications polymorphiques de différents minéraux peuvent être stables dans des gammes très diverses de variation des facteurs externes (température, pression, etc.). Certains minéraux possèdent une marge étendue de stabilité pour de très grandes oscillations de température et de pression (diamant, graphite); d'autres, par contre, subissent des transitions polymorphiques dans des limites étroites de modification des facteurs externes (soufre).

L'abaissement de la température au cours du réarrangement de la structure cristalline donne, en règle générale, une modification présentant une coordinence plus élevée du cation (ainsi pour le chlorure d'ammonium NH_4Cl , la coordinence est 8 au lieu de 6 pour $t = 184^\circ \text{C}$); cela s'accompagne d'une diminution du volume et, par conséquent, de l'augmentation de la densité (poids spécifique) et de l'indice de réfraction qui en dépend. L'abaissement de la pression doit, au contraire, favoriser la diminution de la coordinence et, par voie de conséquence, contribuer à la réduction de la température de transition. En outre, pour certains composés, le chimisme du milieu acquiert une grande importance: les milieux fortement alcalins, lors de la formation des silicates contenant de l'alumine, amènent une diminution de la coordinence de Al (de 6 à 4).

Pour un type donné de composés chimiques (par exemple pour les carbonates), le passage d'une structure cristalline à une autre, comme l'a démontré V. M. Goldschmidt, s'accompagne du phénomène de morphotropie, c'est-à-dire de modification de forme. C'est ainsi que dans la série des carbonates (entre parenthèses — les rayons des cations):



il est établi que les carbonates se situant avant CaCO_3 (dont les cations sont de moindres dimensions), cristallisent dans le système trigonale (rhomboédrique) et, après CaCO_3 (aux cations de plus grandes dimensions), dans le système rhombique (orthorhombique). Dans le composé même CaCO_3 , le rapport $r_c : r_A$ est tel qu'en fonction des facteurs externes, il peut se former soit de la calcite (système trigonale), soit de l'aragonite (système rhombique). Autrement dit, le carbonate de calcium, se situant à la limite de la transition morphotropique, est dimorphe. La calcite, comparativement à l'aragonite, a un moindre poids spécifique et un indice de réfraction plus faible.

Si une modification donnée d'une matière cristalline (admettons la variante α), possède la propriété de passer à une autre modification, la variante β , quand les conditions externes changent (par exemple la température), et, en cas de rétablissement des conditions

primitives, de revenir à la variante α , on désigne de telles transitions polymorphiques sous le nom de transitions *énantiotropiques*¹. Exemple: transformation du soufre α rhombique en soufre β monoclinique et inversement. Si la transition inverse ne se produit pas, une telle transition s'appelle *monotropique*. On peut donner en exemple la transition monotropique de l'aragonite rhombique (CaCO_3) en calcite trigonale (en cas d'élévation de la température).

On observe assez fréquemment dans la nature l'existence simultanée, dans les mêmes conditions physico-chimiques, de deux modifications, même côte à côte (par exemple de la pyrite et de la marcasite, de la calcite et de l'aragonite, etc.). Le passage d'une des modifications à une autre plus stable est alors retardé par une cause quelconque, et la matière dans ce cas se trouve dans une phase *métastable* (autrement dit instable), qui rappelle par son état les liquides surfondus.

Il y a lieu de souligner que la modification stable a, comparativement à la modification instable: 1) une moindre tension de vapeur; 2) une moindre solubilité et 3) une température de fusion supérieure.

Destruction des structures cristallines. Les caractéristiques essentielles des édifices cristallins des minéraux sont la régularité de l'arrangement et l'état de strict équilibre des particules élémentaires qui les composent. Il suffit toutefois de créer des conditions perturbant les liaisons internes des unités structurales pour que la matière cristalline à réseau tridimensionnel ordonné se transforme en une masse amorphe sans structure cristalline.

Le ferrobrucite (Mg, Fe) $[\text{OH}]_2$, contenant sous forme d'addition isomorphique jusqu'à 36% (en poids) de protoxyde de fer, constitue un excellent exemple. A l'état frais ce minéral, extrait des niveaux profonds des puits de mine, est complètement incolore, transparent et d'un éclat vitreux. En quelques jours, à l'air, ses petits cristaux changent peu à peu de couleur, devenant jaunes dorés, puis bruns et enfin opaques brun foncé, tout en conservant leur aspect cristallin². L'analyse chimique montre que presque tout le fer bivalent devient alors trivalent (autrement dit, il y a oxydation) et l'étude aux rayons X ne révèle pas de structure cristalline. L'oxydation du fer a sûrement dérangé les liaisons internes du réseau cristallin, et a entraîné une désorganisation de la structure interne de la matière.

Ce qui se produit pour la ferrobrucite dans un milieu oxydant à la température ordinaire et à la pression atmosphérique, peut s'observer, pour d'autres minéraux, à des températures et à des pressions plus élevées, comme cela a déjà été établi dans nombre de cas.

¹ Du grec « enantios » — contraire, et « tropos » — tour, changement.

² La brucite sans fer est stable dans des conditions analogues.

De très intéressants phénomènes ont été étudiés dans des minéraux contenant des éléments radioactifs ou du groupe des terres rares (orthite, fergusonite, éshynite, etc.). On y décèle assez souvent, également, des transformations de la matière cristalline en matière amorphe qui, comme on le suppose, sont dues à l'action des rayons α lors de la désintégration radioactive ¹. Ces minéraux vitreux altérés n'appartiennent pas au système cubique, ils sont isotropes du point de vue optique et ne diffractent pas les rayons X, c'est-à-dire qu'ils se comportent comme des corps amorphes. En outre, il se produit une hydratation partielle de la matière. Brægger a appelé de tels corps *métamictes*.

En confirmation des phénomènes de désagrégation des milieux cristallins, on peut citer une série d'exemples analogues, illustrant la formation de masses amorphes et colloïdales. On ne saurait penser toutefois que ces nouvelles formations constituent une phase stable de la matière. L'on connaît de nombreux exemples de regroupements secondaires de la matière avec formation de nouveaux corps cristallisés, stables dans des conditions modifiées. Citons, par exemple, les « cristaux d'ilménite » ($\text{Fe}^{++}\text{TiO}_3$) qui, soumis à l'étude microscopique, décèlent un composé de deux minéraux : l'hématite (Fe_2O_3) et le rutil (TiO_2). Apparemment, après la formation de l'ilménite, dans une période quelconque de la vie du minéral, sous l'influence d'un régime d'oxygène modifié, se sont créées des conditions fortement oxydantes, aboutissant au passage de Fe^{2+} à Fe^{3+} avec destruction simultanée de la structure cristalline suivie d'un regroupement graduel de la matière avec formation d'un mélange de minéraux stables. De même, on a observé des cas de formation à la place de la téallite (PbSnS_2) de galène (PbS) et de cassitérite (SnO_2), en interpénétration étroite, mais avec conservation de la structure initiale (antérieure) granulaire en plaquettes de l'agrégal, particulière à la téallite. Par suite de l'augmentation de la concentration d'oxygène, dans le milieu donné à un moment quelconque,

¹ Pour aboutir à l'état amorphe dans ces cas, la radioactivité seule du minéral ne suffit pas et, d'après V. M. Goldschmidt, les deux conditions suivantes sont également nécessaires :

1) la matière cristalline primitive doit avoir une structure ionique lâche, permettant le regroupement des ions ou l'hydrolyse ; de tels réseaux se forment de préférence en cas de combinaisons des bases faibles avec des anhydrides faibles ;

2) le réseau cristallin doit comprendre un ou plusieurs ions de la catégorie pouvant se recharger facilement (ions des terres rares) ou même se transformer en atomes neutres (formation du fluor atomique dans la fluorite, sous l'effet du rayonnement radioactif externe).

Quant au phénomène de désintégration, il est présenté par V. M. Goldschmidt comme un arrangement de la matière. Ainsi, le composé YNbO_4 se transforme en un mélange finement dispersé (pseudo-solution solide) des oxydes Y_2O_3 et Nb_2O_5 . Une telle conception permet d'expliquer pourquoi on n'observe pas de transformation en matière amorphe de composés simples, comme ThO_2 (thorianite) ou des sels des acides forts avec des bases faibles, par exemple (Ce, La...) PO_4 (monazite).

l'étain, ayant une plus grande affinité pour l'oxygène, s'est probablement isolé de la masse minérale primitivement homogène, sous forme d'un oxyde, et le plomb en se combinant avec le soufre est passé à un composé indépendant.

Notion de colloïde¹. En dehors des formations manifestement cristallines, dont la nature s'établit aisément à l'œil nu ou au microscope, l'écorce terrestre renferme également beaucoup de colloïdes.

On désigne par colloïdes des systèmes hétérogènes dispersés², comprenant une « *phase dispersée* » et un « *milieu dispersant* ».

La phase dispersée, dans ces systèmes, est représentée par des particules infimes d'une matière quelconque, pulvérisées dans n'importe quelle masse (milieu dispersant). Les dimensions des particules de la phase dispersée oscillent approximativement entre 100 et 1 mμ (de 10⁻⁴ à 10⁻⁶ mm), c'est-à-dire qu'elles sont bien plus grosses que les ions et les molécules, mais sont tout de même si petites qu'on ne peut les distinguer à l'aide du microscope ordinaire. Chacune de ces particules comprend jusqu'à plusieurs centaines ou milliers d'ions ou de molécules du composé chimique; dans les particules solides, les ions ou les molécules présentent une structure cristalline, autrement dit, elles correspondent à des phases cristallines élémentaires.

L'état d'agréation de la phase dispersée et du milieu dispersant peut varier (solide, liquide ou gazeux), et l'on peut observer des combinaisons très différentes. En désignant par des lettres majuscules l'état du milieu dispersant et par des lettres minuscules l'état de la phase dispersée, nous donnerons les exemples suivants:

- G + s : fumée de tabac, suie
- G + l : brouillard
- L + s : eaux jaunâtres des tourbières; boues de cure
- L + g : sources à hydrogène sulfuré; écume
- L + l : émulsions typiques (par exemple le lait)
- S + l : cristaux du soufre natif avec des dispersions de bitume liquide dans leur masse
- S + s : calcite rouge, avec oxyde de fer finement divisé
- S + g : minéraux blanc laiteux, contenant des gaz.

Dans les formations colloïdales on distingue les *collosols* et les *gels* (collogels).

Les *collosols* typiques, appelés aussi solutions colloïdales ou pseudo-solutions, sont des formations où le milieu dispersant domine fortement sur la phase dispersée (par exemple la fumée de tabac, les eaux ferrugineuses, le lait). A l'œil nu, de telles solutions paraissent

¹ « Colla » veut dire en grec, colle; « colloïde » — pareil à la colle.

² Dispersion veut dire dissémination; dans le cas présent c'est un état de la matière sous forme de particules infimes. Le degré de dispersion se détermine en fonction de la dimension de ces particules.

presque homogènes, souvent transparentes, ne se distinguant pas des solutions vraies (d'ions ou de molécules). Dans les collosols, où le milieu dispersant (« solvant ») est représenté par l'eau, les particules de la phase dispersée traversent facilement les filtres ordinaires mais sont arrêtées par les membranes des cellules animales. Si leurs dimensions dépassent 5 μ , il est facile de les déceler à l'ultramicroscope, à l'aide du cône lumineux de Tyndall, apparaissant en cas d'éclairage latéral d'un récipient spécial en verre, rempli d'une solution colloïdale. L'effet créé de la sorte est semblable à celui observé dans une chambre obscure que traverse un faisceau de lumière provenant d'une lanterne à projections: dans le cône lumineux, les particules de la phase dispersée deviennent visibles, exécutant le mouvement brownien, ce que l'on n'observe jamais dans les solutions vraies, sauf dans certains composés organiques à très grosses molécules.

Dans les *gels*, la phase dispersée se présente en quantité telle que les particules dispersées isolées sont comme agglutinées les unes aux autres, formant des masses gélatineuses, gluantes, hyalines. Le milieu dispersant dans ces cas comble, pour ainsi dire, les lacunes entre les particules dispersées. Peuvent servir d'exemple de gels: la suie, la boue, l'opale (gel de silice), la limonite (gel d'hydroxydes de fer), etc.

Suivant la nature du milieu dispersant, on distingue les hydrosols et les hydrogels (le milieu dispersant est l'eau), les aérosols et les aérogels (le milieu dispersant est l'air), les pyrosols et les pyrogels (le milieu dispersant est une substance fondue quelconque), les cristallolosols et les cristallogels (le milieu dispersant est une matière cristalline quelconque), etc.

Les hydrosols, les cristallolosols et les hydrogels sont les plus fréquents dans l'écorce terrestre. Nous ne parlerons que d'eux dans la suite.

La façon la plus simple d'obtenir des *hydrosols mécaniquement* est de procéder à une fine division de la matière en utilisant tel ou tel procédé, jusqu'aux dimensions de la phase dispersée dans l'eau. Dans la nature, les dispersions aussi bien grossières que fines se forment fréquemment lors de la corrasion et de la trituration des roches et des minéraux, sous l'influence des forces actives (cours d'eaux, glaciers, mouvements tectoniques, etc.).

Néanmoins, ce sont les réactions *chimiques* s'effectuant dans les milieux aqueux, qui jouent le plus grand rôle dans la formation habituelle des solutions colloïdales en provoquant une condensation des molécules (oxydation, réduction et surtout réactions de double décomposition). Pour la partie superficielle de l'écorce terrestre, l'activité des organismes (processus biochimiques) joue un rôle non moins important dans la formation des colloïdes.

Il importe de souligner que les particules dispersées dans les solutions colloïdales sont chargées électriquement, ce dont il est facile

de se rendre compte en faisant passer le courant électrique à travers les solutions. La charge électrique ayant le même signe pour toutes les particules d'un colloïde donné, celles-ci se repoussent les unes les autres et restent en suspension dans le milieu dispersant. On explique l'origine de la charge par l'adsorption par les particules dispersées de divers ions contenus dans les solutions. Il est nécessaire d'examiner cette question plus en détail.

A titre d'exemple, représentons-nous une particule solide de la phase dispersée: AgBr. Malgré ses dimensions ultramicroscopiques, elle possède une structure réticulaire, dont la coupe est représentée schématiquement sur la figure 7. Chaque cation Ag^+ et anion Br^- à l'intérieur de ce réseau tri périodique est entouré de six ions de charges opposées, quatre d'entre eux étant dans le plan du dessin, l'un étant au-dessus, l'autre au-dessous du plan de la figure. De la sorte, les valences des ions internes de la particule dispersée sont entièrement saturées. Il en est autrement pour les ions marginaux du réseau cristallin. Il est aisé de calculer de la même façon que la plupart des ions périphériques, se situant sur la face perpendiculaire au plan du dessin, n'ont que cinq valences saturées par des ions de signe opposé (trois, dans le plan du dessin, l'un au-dessus et l'autre au-dessous du plan de la figure). Les ions Ag et Br, disposés sur la surface plane de la particule dispersée, ont alors chacun $1/6$ de leur valence non saturée, $2/6$ sur les arêtes et même $3/6$ aux sommets du réseau. Cette charge résiduelle non compensée conditionne justement le phénomène d'absorption (adsorption) d'une certaine quantité d'ions supplémentaires de brome et d'argent retenus à la surface des particules dispersées, sous forme de couche dite de diffusion.

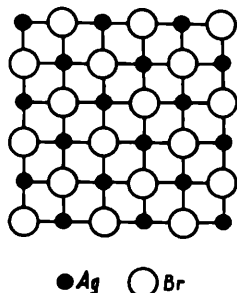
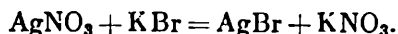


Fig. 7. Section du réseau cristallin de AgBr.

Pratiquement, le colloïde AgBr s'obtient par le mélange des solutions AgNO_3 et KBr , réagissant suivant le schéma suivant:



Si l'on mélange ces solutions en quantités équivalentes, on obtient un précipité cristallisé AgBr (mais non un colloïde). Si l'on verse du nitrate d'argent dans du bromure de potassium, on obtient un collosol dont les particules dispersées AgBr se chargent négativement, grâce à l'adsorption des ions Br^- . En cas de mélange inverse, les particules dispersées AgBr ainsi formées adsorbent des cations Ag^+ et se chargent en conséquence positivement.

Afin d'acquérir une idée plus réelle des hydrosols et de la structure des phases dispersées, nous allons examiner leurs caractéristiques du point de vue de l'électrochimie.

Sur la figure 8 est indiquée schématiquement une particule colloïdale qu'enveloppe un milieu dispersant, en l'occurrence de l'eau contenant les ions Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^- , $[\text{SO}_4]^{2-}$, etc., qu'on rencontre habituellement dans les eaux du sol comportant telle ou telle quantité de sels dissous. La particule dispersée est représentée, comme dans le cas précédent, dans sa phase cristalline qui

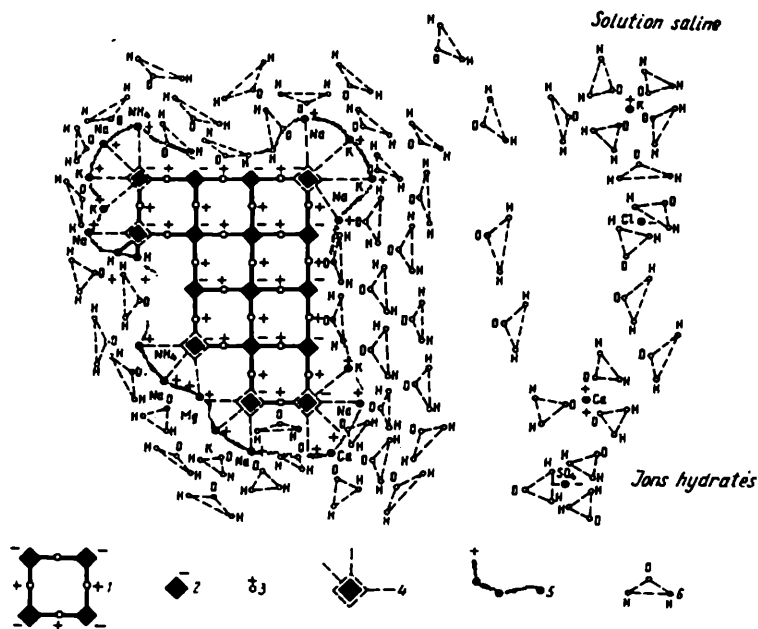


Fig. 8. Schéma de la structure d'une particule dispersée (phase) dans une solution aqueuse contenant des électrolytes.

Dans la partie droite du dessin sont indiqués, enveloppés dans la solution des cations et des anions hydratés isolés qu'entourent des molécules H_2O orientées en conséquence. 1 — noyau de la phase dispersée à structure cristalline; 2 — anions dans la structure cristalline de la particule dispersée; 3 — cations de l'arrangement; 4 — ions des sommets et des arêtes avec des charges résiduelles non compensées; 5 — ions adsorbés de l'essaim d'ions autour de la particule dispersée; 6 — représentation conventionnelle des dipôles de molécules H_2O électriquement neutres.

présente aux sommets du réseau une saturation incomplète de valences. Près de ces saillies vont alors s'accumuler les ions adsorbés, dans le cas envisagé, les cations Na^+ , K^+ , NH_4^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , qui communiquent une charge positive à la particule dispersée et forment la couche de diffusion.

Les anions des sommets du réseau cristallin exercent leur influence non seulement sur les ions se trouvant en solution, mais également sur les molécules d'eau électriquement neutres. Comme nous le verrons, la molécule H_2O constitue un dipôle et a une structure originale. On peut se la représenter sous forme d'un ion d'oxygène

O^{2-} , dont la charge négative est neutralisée par deux protons implantés de H^+ . Les deux protons sont disposés du côté (à partir du centre de l'ion d'oxygène) chargé positivement, tandis que le côté opposé est chargé négativement. Une telle structure de la molécule H_2O lui permet de prendre une direction bien définie (fig. 8); par le côté opposé aux deux protons H^+ , elle est attirée vers les cations. Dans la mesure où les molécules H_2O neutres ne peuvent neutraliser la charge des cations agissant sur elles, celle-ci se propage plus loin et agit sur les molécules H_2O voisines, les plus proches qui s'orientent également.

De cette façon, autour de la particule dispersée s'établit tout un essaim d'ions et de molécules orientées H_2O (fig. 8). L'épaisseur de la couche aqueuse dépend de la nature des cations hydratés (retenant les molécules H_2O). Les cations des métaux alcalins sont les plus fortement hydratés. Ainsi l'ion Na^+ , en milieu aqueux, peut retenir 60 à 70 molécules orientées H_2O , tandis que Ca^{2+} , pas plus de 14 molécules.

Il y a lieu de remarquer également que dans certains cas, sous l'action des acides, les cations de la couche de diffusion peuvent être remplacés par des anions, par exemple par Cl^- , $[SO_4]^{2-}$, etc. Ces derniers, de même que les cations, peuvent être hydratés; toutefois, l'orientation des molécules d'eau est alors *inverse* de celle qui a lieu pour les cations (voir la partie droite de la fig. 8).

De tout ce qui précède l'on peut tirer les conclusions suivantes :

1. On peut considérer du point de vue électrochimique la phase dispersée chargée comme un gros ion (« macroion ») susceptible de se déplacer dans les colloïdes en cas de passage du courant électrique vers l'une ou l'autre électrode (phénomène de l'électrophorèse).

2. Pour la phase dispersée, le milieu dispersant ne constitue nullement un solvant dans le sens ordinaire du terme, quoiqu'il puisse contenir et contienne généralement divers composés dissociés en ions.

3. Les cations de la couche de diffusion peuvent être remplacés par d'autres, si, pour des raisons quelconques, varient la composition et la concentration des électrolytes dans le milieu dispersant. L'échange entre tous les ions ou leur élimination par d'autres ions dans les adsorbants (colloïdes adsorbants) a lieu suivant la loi de l'action des masses.

Les phénomènes décrits de valences non saturées à la surface des particules dispersées et de l'adsorption, de cations ou d'anions de la solution qui y est liée, doivent se produire indubitablement aussi bien pour de gros cristaux ou grains cristallins. Mais si nous abordons cette question du point de vue énergétique, nous trouvons une différence énorme entre les vrais cristaux et les phases dispersées.

Les phénomènes d'adsorption dans les colloïdes se produisant aux frontières qui se situent entre les phases dispersées et le milieu dispersant, une très grande importance, dans l'expression de l'éner-

gie superficielle globale de la matière, acquiert la surface totale des particules dispersées pour l'unité de volume. Cette surface, appelée *surface spécifique*, s'accroît rapidement en fonction du degré de dispersion de la matière. Il n'est guère difficile de le démontrer.

Supposons que nous ayons un cristal en forme de cube d'un minéral quelconque dont l'arête vaut 1 cm. La surface totale du cristal sera égale à 6 cm² (surface spécifique 6). Si nous divisons ce cube en huit parties (fig. 9), la surface totale des huit petits cubes passera alors à 12 cm², et en cas de division en des cubes d'arête de 1 mm, elle deviendra de 60 cm². Si nous poussons la division en

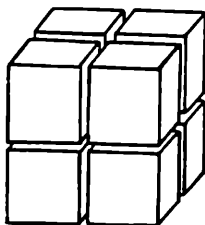


Fig. 9. Division du cube en huit petits cubes.

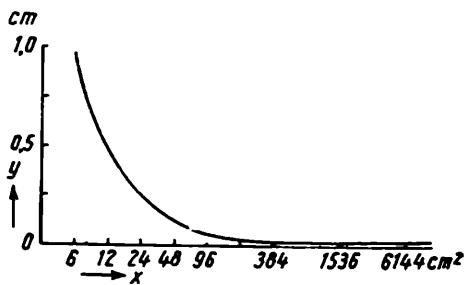


Fig. 10. Graphique établissant le rapport entre les dimensions des grains (y) et la surface spécifique (x).

petits cubes jusqu'à obtenir une arête de 1 mμ, c'est-à-dire jusqu'à la dimension de la phase dispersée d'un colloïde, la surface totale atteindra alors l'énorme grandeur de 6 000 m² pour un volume global de la masse de 1 cm³ (c'est-à-dire que la surface spécifique sera égale à 6 · 10²¹). Le nombre des petits cubes atteindra alors le chiffre de 10²¹.

De cette manière, entre la surface spécifique x et la dimension des grains y , nous avons une relation inversement proportionnelle, s'exprimant par une formule simple : $x = \frac{6}{y}$. Il est facile de représenter cette fonction sous forme de graphique (fig. 10).

Les données exposées montrent que dans les systèmes à gros cristaux la surface spécifique et, par conséquent, l'énergie superficielle, sont d'une si faible valeur que l'on peut négliger cette dernière. Inversement, dans les systèmes colloïdaux, cette énergie acquiert une importance particulièrement grande. C'est justement pour cette raison, que toute une série de propriétés physiques et chimiques propres aux formations colloïdales et susceptibles de nombreuses applications diffèrent sensiblement des propriétés des matières à gros cristaux.

Les phénomènes de diffusion dans les solutions colloïdales sont manifestement plus faibles dans les solutions vraies, ce qui s'expli-

que par la bien plus grande dimension des particules de la phase dispersée comparativement aux ions. Ce fait trouve son expression dans les masses minérales formées à partir des solutions colloïdales qui ont souvent une composition et une structure extrêmement hétérogènes.

Les *cristallosols*, c'est-à-dire les milieux cristallins typiques, contenant une matière quelconque, sous forme de phase dispersée, se forment fréquemment à la suite de la cristallisation des hydrosols. On peut comparer le phénomène avec la cristallisation (transformation en glace) de l'eau trouble, c'est-à-dire de l'eau contenant en suspension des particules dispersées. La glace qui se forme sera également trouble, c'est-à-dire encrassée par la phase dispersée rencontrée auparavant dans l'eau. Autrement dit, cette glace se présentera comme un cristallosol.

Parmi les cristallosols on range tout d'abord de nombreux minéraux colorés prenant habituellement la forme de cristaux transparents incolores. Tels sont, par exemple, la carnallite rubescente, la baryte rouge (du fait de la présence, sous forme de phase dispersée, d'oxyde de fer), la calcite noire, dont la couleur est due dans certains cas aux sulfures finement pulvérisés, dans d'autres à des matières organiques, etc. On doit y joindre également le quartz laiteux, la calcite, etc., dans lesquels les gaz ou les liquides finement pulvérisés que l'on aperçoit fréquemment au microscope dans les plaques minces, jouent le rôle de phase dispersée. On trouve des cristaux, par exemple du quartz, de la calcite et d'autres minéraux, présentant une structure zonée, conditionnée par l'alternance des zones transparentes, colorées ou laiteuses.

Il ne peut y avoir de doute que des cristallosols existent également parmi les minéraux opaques. En témoignent les éléments étrangers décelés par les analyses chimique et spectrale, qu'on ne pourraient s'expliquer, du point de vue de la cristallogénèse, comme simple résultat d'adjonctions isomorphes. Telles sont, par exemple, les admixtions de cuivre dans des cristaux de pyrite, d'or dans la pyrite, dans la galène, l'arsénopyrite, etc. Grâce aux études microscopiques des sections polies préparées avec de tels cristaux on peut déceler fréquemment, si le grossissement est très fort, des inclusions infimes de chalcoppyrite, d'or natif, etc., donnant à penser qu'il doit y avoir probablement de particules plus finement dispersées que ne peut détecter le microscope ordinaire ¹.

Les *hydrogels* dans les conditions naturelles se forment à partir des hydrosols par agglomération ou, comme l'on dit, par *coagulation*, consistant en un rassemblement des particules en agrégats plus gros dans un milieu aqueux. Le processus de coagulation ne se produit que dans le cas, où, à la suite de causes quelconques, les

¹ Le pouvoir séparateur (limite de perception) des microscopes ordinaires est actuellement de 0,5-1,0 μ . Les particules plus menues ne peuvent en aucun cas être perçues quels que soient les grossissements.



particules dispersées perdent leur charge, devenant électriquement neutres. Les forces de répulsion mutuelles des particules disparaissant, celles-ci se réunissent alors en amas plus gros appelés « polyions », qui sont par la suite précipités sous l'effet de la pesanteur.

La neutralisation des charges des particules dispersées, qui provoque la coagulation, peut être obtenue de différentes façons :

a) en ajoutant des électrolytes (solutions ioniques) à la solution colloïdale (selon la charge de la phase dispersée, la neutralisation s'effectuera par les anions ou les cations de l'électrolyte). De nombreux dépôts limoneux se sont formés ainsi dans les embouchures des grands fleuves, charriant des solutions colloïdales. Ces dernières, au contact des eaux marines, contenant des sels dissous qui jouent le rôle d'électrolytes, se coagulent et se déposent dans les zones côtières des bassins marins ;

b) par neutralisation mutuelle de solutions colloïdales, contenant des particules de charges opposées et mélangées dans des rapports quantitatifs correspondants ; ce qui donne des gels mixtes (par exemple des limonites brunes, riches en silice colloïdale) ;

c) par coagulation spontanée de solutions colloïdales par vieillissement (surtout s'il y a perte, dans le système, du milieu dispersant de l'eau, par évaporation) ; il y a alors, naturellement, une augmentation de la concentration des électrolytes, contenus dans les solutions colloïdales ; les dépôts limoneux et les boues des lacs en voie d'assèchement en sont des exemples ;

d) lors de la circulation des solutions colloïdales dans les capillaires des roches. Du fait de la valeur élevée de la constante diélectrique de l'eau, les ions $[OH]^-$ communiquent aux parois humectées des capillaires une charge négative provoquant la précipitation des particules chargées positivement à partir des solutions colloïdales circulant sous forme de flocons ou d'enduits ; comme exemple, on peut citer la « ferruginisation » très fréquente des calcaires et d'autres roches, se traduisant par une coloration de la roche en brun, à la surface ou dans les joints, par des hydroxydes de fer en flocons ;

e) lors du phénomène de métasomatose (substitution) de diverses roches réagissant facilement au contact des solutions minéralisées chimiquement actives, avec formation des solutions colloïdales, coagulant aussitôt (exemple : formation de malachite aux dépens des eaux sulfatées dans les calcaires), etc.

Dans le domaine de la biosphère les gels d'origine organique sont très fréquents. La formation des gels, dans de nombreux cas, est liée à l'activité de bactéries. Il est établi par exemple que les ferrobactéries, en transformant les dépôts limoneux des lacs, accumulent petit à petit des hydroxydes de fer colloïdaux (limonite).

Les colloïdes dont les particules dispersées sont capables de s'envelopper superficiellement d'une couche de molécules d'eau, sont dits *hydrophiles* ; la propriété opposée les rend *hydrophobes*. Les colloïdes hydrophiles se prêtent beaucoup plus difficilement à la

coagulation que les colloïdes hydrophobes. En cas de coagulation des colloïdes hydrophiles on voit généralement apparaître des précipités de gel d'aspect muqueux, visqueux, gélatineux. Par contre, les solutions colloïdales hydrophobes forment le plus souvent des gels qui ont l'aspect de masses poudreuses ou de flocons.

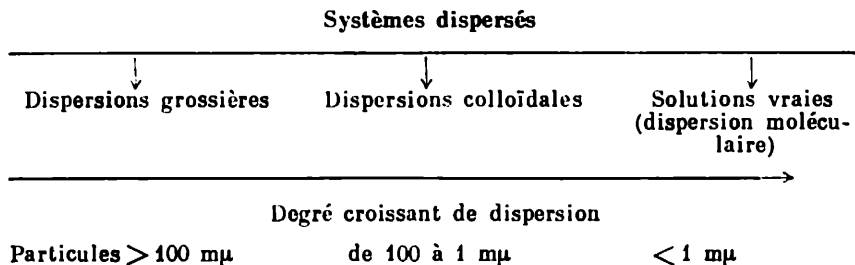
Les gels, surtout ceux formés à partir des colloïdes hydrophiles, perdent facilement l'eau (milieu dispersant) en vieillissant; autrement dit, ils se déshydratent. Les hydrogels riches en eau ont au moment de leur formation une consistance presque fluide. Au fur et à mesure de l'évaporation du milieu dispersant, en cas de maintien à l'air, ils deviennent plus consistants et enfin durs et cassants. Toutefois, l'eau ne peut être complètement éliminée que par calcination.

Certains gels, quand on leur ajoute la phase dispersante, sont capables non seulement de gonfler (comme la gélatine), mais de passer de nouveau aux collosols. Ce phénomène de transformation des gels en collosols s'appelle *peptisation*. De tels gels sont dits réversibles et ils sont très répandus dans le monde organique. Par contre, presque tous les colloïdes minéraux sont des gels irréversibles, c'est-à-dire qui ne redeviennent pas des collosols.

Le phénomène d'adsorption dans les gels continue, bien entendu, de jouer son rôle. Dans de nombreux cas, *l'adsorption est sélective*. Par exemple, l'argile adsorbe de préférence les cations du potassium et des éléments radioactifs, tandis que le gel du bioxyde de manganèse fixe mieux les cations de Ba, Li, K (mais il n'attire pas les anions), etc.

Ainsi les colloïdes, comme nous l'avons vu, diffèrent sensiblement par leurs propriétés, aussi bien des solutions vraies que des dispersions grossières, avec des particules de plus de 100 μ . Dans les colloïdes, ce ne sont pas les couplages vectoriels des réseaux cristallins ni les forces de liaison chimique qui interviennent en premier lieu, mais l'énorme énergie superficielle et les forces électriques qui y sont associées. Toutefois, il existe des transitions graduelles entre les solutions colloïdales et les solutions vraies, de même qu'on observe des passages graduels aux systèmes macroscopiques (dispersions grossières).

W. Ostwald a donné le schéma suivant des systèmes dispersés :



Ce schéma s'applique aussi bien aux systèmes liquides que solides.

Actuellement, il est établi avec certitude que l'état colloïdal est un état général de la matière, c'est-à-dire que n'importe quelle matière peut prendre la forme d'un colloïde. Il importe de souligner que *les colloïdes peuvent se former à des températures et des pressions extrêmement variables et dans les conditions les plus différentes.*

Du point de vue strictement théorique, les colloïdes solides ne peuvent être considérés comme des minéraux indépendants, car ils sont en réalité des mélanges mécaniques de différentes matières (phase dispersée et milieu dispersant). Toutefois, d'après des indices purement externes, c'est-à-dire du point de vue macroscopique, on ne peut les distinguer en rien des minéraux typiques. On ne peut également établir des différences entre eux et les minéraux au sens strict du terme par les méthodes d'analyse microscopique dont nous disposons. Aussi, dans les manuels de minéralogie descriptive, les formations colloïdales sont-elles examinées conventionnellement au même titre que les minéraux typiques.

Naguère, les colloïdes solides (gels) étaient classés parmi les minéraux amorphes, dans la mesure où ils n'étaient pas observés en formations explicitement cristallines (si l'on ne tient pas compte des cristallitosols). Toutefois, les examens aux rayons X de ces substances décèlent souvent des matières *cryptocristallines* qui ne peuvent donc être considérées comme des corps amorphes typiques de constitution homogène, bien qu'extérieurement elles leur ressemblent énormément.

Recristallisation des gels. Il a été établi que les hydrogels formés par coagulation *vieillissent*, c'est-à-dire modifient graduellement leur composition et leur structure. Cette modification se traduit en premier lieu par la perte de l'eau; autrement dit, la matière subit une déshydratation.

Tels sont, par exemple, les hydrogels de silice (opales) très répandus dans la nature. Les hydrogels de silice, riches en eau, ont une consistance semi-fluide, gélatineuse. En perdant progressivement de l'eau, ces hydrogels deviennent de plus en plus durs, avec une cassure vitreuse ou demi-mate. Les opales que l'on rencontre habituellement ont justement cet aspect, étant, dans la plupart des cas, pauvres en eau. Ces formations sont caractérisées par leur porosité très fine non observable à l'œil nu et au microscope et qui ne peut être décelée qu'en cas de leur coloration par des matières organiques. L'eau qui y subsiste ne peut être éliminée que par chauffage.

Dans le cas de forte déshydratation de gels riches en eau, ils prennent une structure poreuse observable à l'œil nu, et même parfois on voit apparaître des plissements ou des fentes de dessiccation caractéristiques formant des réseaux, pareils à ceux qui

se produisent fréquemment lors de l'assèchement des flaques d'eau boueuses.

L'étude des gels solides et pâteux typiques aux rayons X, par la méthode Debye — Scherrer, montre que nombre d'entre eux ne donnent pas de courbes d'interférence; tandis que les formations colloïdales, ayant subi un vieillissement, présentent une structure explicitement cristalline. On peut s'en rendre compte dans nombre de cas, en étudiant également ces gels au microscope. Il en est ainsi, par exemple, pour de nombreuses stalactites de carbonates de calcium. A la place des opales (hydrogels solides de silice), après recristallisation il se forme des agrégats cryptocristallins de calcédoine anhydre ou de quartz. Les silex et les agates peuvent servir d'exemples. Les gels transformés en agrégats cristallins grenus ont reçu le nom de *métacolloïdes* (anciens colloïdes).

La recristallisation des gels se traduit essentiellement par le regroupement des phases dispersées à orientations désordonnées en des agrégats plus gros présentant une structure cristalline. Ce phénomène est connu sous le nom de *cristallisation accumulative*. Il se manifeste par une tendance régulière des matières à prendre l'état qui correspond à la plus petite surface spécifique, et, par conséquent, à la plus petite énergie superficielle.

Fréquemment, surtout dans les gels noduleux, apparaissent des agrégats à fibres fines avec une disposition radiale des individus, bien visibles sur la cassure. Sur les parties périphériques des croûtes, de formations sphéroïdales et noduleuses qui constituent certains minéraux, on observe des faces cristallines caractéristiques qui limitent les grains croissant dans la direction radiale.

Les facteurs qui peuvent agir sur la recristallisation des gels sont variables. La température et la pression sont les plus importantes, leur élévation accélérant le phénomène de recristallisation. Les conditions climatiques jouent également un rôle certain: dans les régions de climat sec et chaud, la déshydratation et la recristallisation des hydrogels qui se forment en surface sont bien plus marquées que dans les régions caractérisées par un climat tempéré et humide. La période de temps durant laquelle se déroule dans des conditions géologiques très différentes la transformation graduelle des gels en des agrégats explicitement cristallins a assurément une importance majeure.

2. CARACTÉRISTIQUES CHIMIQUES ET FORMULES DES MINÉRAUX

Nous avons déjà mentionné plus haut que la grande majorité des minéraux que l'on trouve dans la nature sont des espèces chimiques. Parmi ces derniers, on distingue: a) des espèces *définies* simples et binaires, et b) des espèces de *composition variable*.

Les *solutions solides* sont également très répandues, on les désigne sous le nom de *mélanges isomorphes*. Il faut distinguer de ces solutions solides vraies les fausses solutions solides, comme on le fait pour les solutions liquides.

Il importe enfin d'examiner les *composés aqueux* dont la connaissance, ces derniers temps, a considérablement avancé.

Espèces définies. Toutes les espèces chimiques sont strictement subordonnées à la loi de composition constante, exprimée par les formules chimiques, ainsi qu'à la loi des proportions multiples et à la loi des équivalents (qui relient les rapports des constituants du composé donné à leurs rapports dans d'autres composés). Ces lois concordent pleinement avec le système de classification périodique des éléments de D. Mendéléev, les principes de la cristallographie et les lois de la symétrie des milieux cristallins.

Il est caractéristique que ces composés se distinguent par toute une série de propriétés physiques, exprimées sur les diagrammes physico-chimiques de fusibilité, de solubilité, de conductibilité électrique, de dureté, de poids spécifique, d'indices de réfraction, etc.

Composés simples. Parmi les espèces chimiques définies simples figurent les oxydes (Cu_2O , MgO , Fe_2O_3 , SiO_2 , etc.), différents sels oxygénés (CaCO_3 , CaSO_4 , YPO_4 , Mg_2SiO_4 , etc.), les sulfures (NiS , FeS_2 , Sb_2S_3 , etc.), les halogénures (NaCl , AgBr , CaF_2 , etc.) et d'autres encore.

La composition chimique des espèces chimiques peut s'exprimer de deux manières: 1) au moyen de formules empiriques (de masse) et, 2) par des formules développées ou de structure.

On exprime par les formules empiriques la composition des minéraux en indiquant soit les éléments constitutifs de la combinaison (BaSO_4 , Na_3AlF_6 , $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$, etc.), soit les composés chimiques simples des assemblages minéraux ($\text{BaO} \cdot \text{SO}_3$, $3\text{NaF} \cdot \text{AlF}_3$, $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2$, etc.). Ces dernières, bien que ne répondant pas aux conceptions modernes sur la nature des combinaisons chimiques, ont pourtant l'avantage de mettre en évidence les constituants des minéraux.

Des corrections importantes dans la rédaction des formules de combinaisons plus complexes sont apportées par la cristallographie dont les données se basent sur l'étude de la structure des minéraux aux rayons X. Comme la plupart des édifices cristallins des corps minéraux sont caractérisés par des liaisons ioniques des unités structurales, il importe de refléter dans les formules compliquées des combinaisons chimiques ces éléments de structure (complexes cationiques et anioniques), propres aux différents types de réseaux cristallins. Les complexes anioniques sont généralement séparés des cations par des crochets: $\text{Ca}[\text{CO}_3]$, $\text{Ba}[\text{SO}_4]$, $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$, $\text{Mg}_3[\text{Si}_2\text{O}_5]_2[\text{OH}]_2$, etc.

Dans de nombreux cas, nous pouvons d'après ces formules cristallographiques déceler à l'avance telle ou telle propriété physique du composé. On sait, par exemple, que les propriétés optiques (en particulier la biréfringence) dépendent fréquemment de l'arrangement du complexe anionique et de son orientation. La présence dans une structure cristalline de groupes d'anions en feuillets orientés parallèlement du type de $[\text{CO}_3]^{2-}$ ou $[\text{Si}_2\text{O}_5]^{2-}$ se traduit par une très forte biréfringence (anisotropie optique très accentuée). Mais si l'anion se présente en groupes isométriques $[\text{SO}_4]^{2-}$ ou en réseau à trois dimensions $[\text{AlSi}_3\text{O}_8]^-$, alors les minéraux ont habituellement une faible biréfringence. L'arrangement des complexes anioniques se reflète également assez souvent sur l'aspect des cristaux; ainsi, les micas qui se caractérisent par des feuillets anioniques à deux dimensions se présentent fréquemment sous la forme de cristaux à texture foliacée, tandis que les pyroxènes dans lesquels les anions s'allongent en chaînes ont des cristaux de forme prismatique, etc.

Composés binaires. En dehors des composés simples, on trouve dans la nature des composés binaires, surtout des sels doubles. On appelle sels doubles des espèces définies formées de deux sels simples s'y trouvant dans des rapports multiples. Dans la plupart des cas, ces sels sont doubles par leurs cations, plus rarement, par leurs anions, ou simultanément par leurs cations et leurs anions. En guise d'exemple, citons: $\text{CaMg}[\text{CO}_3]_2$, $\text{K}_3\text{Na}[\text{SO}_4]_2$, etc.

En comparant les formules des sels doubles, on trouve que les cations constitutifs, du fait de la grande différence des rayons ioniques, ne peuvent remplacer l'un l'autre de façon isomorphique: Ca^{2+} (1,04 Å) et Mg^{2+} (0,74 Å), K^+ (1,33 Å) et Na^+ (0,98 Å), etc. Il n'est donc pas étonnant qu'ils se distinguent des sels simples qui les constituent par des particularités de structure cristalline et leurs propriétés physiques.

Espèces de composition variable. En dehors des espèces chimiques définies, il existe de nombreuses espèces dont la composition n'est point constante et varie dans des limites plus ou moins larges, mais ces fluctuations de composition ne peuvent s'expliquer par des adjonctions mécaniques de matières étrangères. Or, du point de vue cristallographique cette fluctuation de la composition trouve son explication dans une solubilité limitée des constituants dans le composé donné. De tels composés chimiques ont été appelés espèces de composition variable.

Parmi les minéraux, les espèces de composition variable sont assez nombreuses. Dans ce groupe mentionnons tout d'abord les sels doubles. Les sels simples qui les constituent, tout en ayant des structures cristallines très proches, ne présentent pas de phénomènes d'isomorphisme parfait, à cause de la différence notable entre les rayons ioniques, ou des variations du pouvoir polarisant. Aussi

sont-ils sujets à des fluctuations partielles de leur composition, fluctuations se traduisant par une concordance imparfaite avec les formules chimiques correspondant aux rapports stœchiométriques des composants.

En faibles quantités, des admixtions isomorphes de composants étrangers apparaissent dans de très nombreux composés simples et complexes. Au nombre de ceux-ci figure, par exemple, la blende (ZnS) dans laquelle la teneur en fer sous forme d'impureté isomorphe atteint plusieurs pour cent. D'autres exemples seront indiqués lors de la description des minéraux.

Les espèces chimiques de composition variable ne se distinguent pas par leurs propriétés des solutions solides et doivent être considérées comme telles, mais avec une miscibilité limitée des composants.

Solutions solides (mélanges isomorphes). La faculté des matières cristallines de composition différente de former des mélanges de même structure cristalline, mais de constitution chaque fois nouvelle, est en grande partie basée sur l'isomorphisme, la propriété de remplacement mutuel des éléments dans des composés chimiques apparentés.

Il a été établi depuis longtemps par la chimie physique que le degré de miscibilité des constituants d'un mélange dépend des facteurs externes, principalement de la température: à des hautes températures, la substitution isomorphique des constituants est de beaucoup plus active que pour des basses températures.

V. Vernadski, en 1910, a le premier attiré l'attention sur la dépendance qui en minéralogie lie l'isomorphisme et les conditions thermodynamiques. Il avait indiqué l'existence de plus amples séries d'éléments chimiques isomorphes dans la zone de formations magmatiques profondes (valeurs élevées de p et t), que dans la zone des roches métamorphiques de la lithosphère (haute valeur de p et t moyenne) et la zone de l'altération des roches (p et t faibles).

Actuellement, la notion d'isomorphisme s'est très étendue à la suite des progrès de la cristallogénie. Dans les matières cristallines de structure très proche, on distingue deux cas principaux d'isomorphisme: isovalent et hétérovalent.

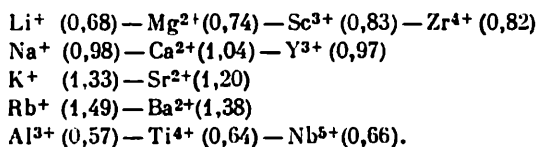
L'*isomorphisme isovalent*, caractérisé par le remplacement dans la structure cristalline d'ions de même valence, se manifeste fréquemment, sous réserve que les propriétés et les dimensions des ions se substituant mutuellement soient proches (la différence des rayons ioniques ne doit pas dépasser 15 % de la valeur du rayon le plus faible). Tels sont les cations bivalents suivants (entre parenthèses, dimensions des rayons ioniques): Mg^{2+} (0,74), Fe^{2+} (0,80), Ni^{2+} (0,74), Zn^{2+} (0,83), Mn^{2+} (0,91), etc.; les cations trivalents: Fe^{3+} (0,64), Cr^{3+} (0,64), Al^{3+} (0,57), etc. Il en est de même pour les anions, constituant la maille des matières cristallines: S^{2-}

(1,82), Se^{2-} (1,93), etc. Citons quelques séries de composés simples se caractérisant par un isomorphisme parfait: $\text{MgCO}_3 - \text{FeCO}_3$, $\text{CuS} - \text{CuSe}$, etc. Il importe de souligner qu'en cas d'isomorphisme isovalent le nombre d'unités structurales dans la maille cristalline reste inchangé.

L'*isomorphisme hétérovalent* se caractérise par le remplacement dans les structures cristallines d'un ion par un autre ion de dimension très proche, mais de valence différente sous réserve toutefois qu'il y ait compensation de charges dans une autre paire quelconque d'ions constituant la trame cristalline de la matière en question, mais dont les dimensions diffèrent sensiblement des ions remplacés. Tel est, par exemple, l'isomorphisme bien connu de la série des plagioclases: $\text{NaSi}_3\text{AlO}_8 - \text{CaSi}_2\text{Al}_2\text{O}_8$. Ici, à Na^+ (0,98) se substitue Ca^{2+} (1,04) de valence supérieure, avec remplacement simultané d'un ion Si^{4+} (0,39) par un ion de valence inférieure Al^{3+} (0,57). Le bilan électrostatique global reste alors sans changement.

Dans l'isomorphisme hétérovalent, la compensation de la charge exceptée, les dimensions des unités structurales (cations ou anions) se remplaçant mutuellement jouent un rôle déterminant (ils doivent posséder des dimensions voisines). Mais le nombre des éléments structuraux ne doit pas forcément rester le même en cas de substitution. Ainsi, dans les micas, au lieu de trois cations bivalents Mg (coordination 6), peuvent se fixer deux cations trivalents $\text{Al}(\text{Mg}_3 - \text{Al}_2)$. La troisième place reste vacante.

Nous savons que dans les colonnes de la classification périodique des éléments les rayons ioniques augmentent avec le numéro d'ordre, tandis que dans le sens horizontal ils diminuent avec l'élévation du numéro du groupe (c'est-à-dire quand la valence croît). A. Fersman en a déduit la loi des rangées diagonales d'ions isomorphes dans le système périodique des éléments, qui s'avéra exacte pour la partie gauche du tableau de Mendéléév. On voit ainsi apparaître les rangs d'isomorphisme hétérovalent des ions suivants (entre parenthèses, rayons ioniques en angström):



Nous observons en effet fréquemment que les combinaisons naturelles, les minéraux du lithium par exemple, contiennent du magnésium isomorphe, les minéraux du magnésium, du scandium, les minéraux du sodium, du calcium, les minéraux du calcium, de l'yttrium isomorphe, etc.

En outre, les ions $[\text{AlO}_4]^{5-}$, $[\text{PO}_4]^{3-}$ et $[\text{SO}_4]^{2-}$ qui ont des dimensions identiques ou sensiblement les mêmes, peuvent rem-

placer dans les complexes anioniques l'ion $[\text{SiO}_4]^{4-}$. Nous y reviendrons maintes fois dans la partie descriptive.

Parmi les solutions solides il importe de distinguer, du point de vue génétique, deux types: 1) les solutions solides vraies et 2) les fausses solutions solides.

Les *solutions solides vraies* ou, comme on les désigne encore, les mélanges isomorphes, sont des mélanges tout à fait homogènes par leur structure cristalline, de deux ou plusieurs espèces dans des rapports quantitatifs quelconques et qui ne constituent point de composés chimiques. On peut citer à titre d'exemple les solutions solides d'or et d'argent, des tungstates de manganèse et du fer, les plagioclases, etc.

Les propriétés physiques et chimiques des solutions solides sont additives, c'est-à-dire qu'elles varient graduellement et régulièrement avec l'augmentation de la teneur du second constituant. Telles sont par exemple les variations de la température de fusion, du poids spécifique, des indices de réfraction, du pouvoir réflecteur, de la conductibilité électrique, etc. Les modifications de ces propriétés sont représentées sur les diagrammes par des droites (poids spécifiques) ou de courbes s'infléchissant graduellement (températures de fusion, propriétés optiques, etc.). Ces courbes sont tellement typiques pour les séries isomorphes que l'on peut déterminer grâce à elles la composition d'une espèce minérale, sans avoir recours à l'analyse chimique, en se basant sur l'ensemble de ses propriétés étudiées. Ainsi, il n'est guère difficile de trouver de cette manière, d'après des diagrammes spécialement choisis, la composition d'un plagioclase, en étudiant au microscope ses propriétés optiques sur des plaques minces.

On distingue deux types de solutions solides vraies: 1) les solutions de substitution (ou les solutions du premier genre) et 2) les solutions interstitielles (ou solutions solides du deuxième genre).

Les solutions de substitution sont surtout caractéristiques des métaux et des combinaisons ioniques. Au fond, ces solutions constituent des composés de structures cristallines analogues, dans lesquelles les atomes et les ions d'un composé sont remplacés par d'autres. Telles sont les séries isomorphes: ZnCO_3 — FeCO_3 , MnWO_4 — FeWO_4 , etc.

Dans les solutions interstitielles le deuxième constituant n'occupe que les vides, c'est-à-dire les lacunes se formant entre les atomes ou les ions dans le réseau cristallin du premier constituant. Une telle solution n'apparaît que dans le cas où les dimensions des atomes (et des ions) des deux composants sont nettement différentes. L'exemple typique de telles solutions solides est la solution du carbone dans le fer qui se constitue aisément aux hautes températures et se dissocie en fer et en carbure de fer $[\text{Fe}_3\text{C}]$ lors d'un lent refroidissement.

Dans les formules chimiques des solutions solides, les atomes ou les ions isomorphes sont mis entre parenthèses séparés par des

virgules et disposés dans l'ordre décroissant de leur teneur: (Au, Ag), (Zn, Fe)S, (Zn, Fe)CO₃, (Fe, Mn)WO₄, etc. Les composants isomorphes secondaires ne sont en général pas indiqués dans la formule, ou bien y figurent en plus petits caractères. Si l'un des composants d'un sel double contient des admixtions isomorphes, sa formule s'écrit comme suit: Ca(Mg, Fe)[CO₃]₂.

Il faut ajouter que les solutions solides qui se forment aux hautes températures ne subsistent pas toujours en cas de refroidissement; elles se dissocient alors partiellement ou totalement en donnant des composés plus simples. Par exemple, le système NaCl — KCl, étudié expérimentalement, donne à de hautes températures une série continue de solutions solides de ces composés. Toutefois, lors du refroidissement graduel jusqu'à la température ambiante il se forme dans la masse cristallisée d'infimes cristaux NaCl et KCl, adhérant les uns aux autres d'une façon ordonnée. Leurs rapports quantitatifs dépendent de la composition initiale de la solution solide. Les solutions solides se dissocient principalement quand il existe des différences substantielles soit dans les dimensions des ions se substituant mutuellement, soit dans leurs propriétés, ou bien si l'un des composés subit une transformation polymorphe lorsque la température décroît.

Les *fausses solutions solides* se distinguent des solutions vraies par la présence de substances étrangères finement dispersées qui ne peut être expliquée par les lois de la cristallogénie. En guise d'exemple de fausses solutions indiquons les cristallins (page 51), en particulier les minéraux colorés translucides tels que le quartz rose, la calcite rouge, la blende noire, etc., qui paraissent tout à fait homogènes tant le pigment colorant y est finement dispersé.

Il arrive assez fréquemment, toutefois, que les additions mécaniques dans les minéraux soient plus importantes et deviennent visibles au microscope ou même à l'œil nu. L'origine de ces additions peut être diverse: 1) fixation de matières étrangères sur le cristal en croissance (de phase solide, liquide ou gazeuse); 2) dissociation de la solution solide, et 3) dissociation du composé chimique, du fait des variations du milieu externe (ainsi dans la blende contenant de l'étain ZnS titre, en milieu oxydant, des quantités infinies d'oxyde d'étain, SnO₂). Les minéraux énallogènes, en tant que résidus de substitution, s'observent surtout dans les cristaux se formant par métasomatose dans les roches métamorphiques. Il est clair que les données de l'analyse chimique de pareils cristaux ne s'accorderont pas exactement avec les formules chimiques correspondant aux rapports stœchiométriques.

Les composés aqueux. Il est nécessaire de faire tout d'abord l'importante remarque suivante: parmi les composés aqueux ne peuvent figurer que ceux qui contiennent des molécules d'eau électriquement neutres. Antérieurement, on rangeait également parmi

les composés aqueux les minéraux contenant des anions hydroxyles OH^- . Cependant, il existe naturellement entre la molécule H_2O et l'ion chargé négativement OH^- une différence de principe qui a des répercussions sensibles sur les propriétés physiques et chimiques des minéraux. L'hydroxyle, en tant que ion, peut remplacer dans les composés des anions tels que F^- , Cl^- , et il est solidement retenu dans la trame cristalline. La molécule H_2O ne possède pas cette propriété et, étant faiblement liée au réseau, elle s'échappe facilement lors du réchauffement. Le fait que l'hydroxyle s'échappe du réseau cristallin et se transforme en vapeurs d'eau quand les minéraux le contenant sont calcinés, ne peut évidemment servir de raison pour l'identifier avec la molécule H_2O . Aussi est-il très important d'indiquer séparément dans les formules chimiques des minéraux l'ion hydroxyle et l'eau. De ce point de vue, par exemple, la malachite — $\text{Cu}_2[\text{CO}_3][\text{OH}]_2$ — n'est point un composé aqueux mais un carbonate de cuivre basique non aqueux, bien que l'analyse chimique définisse le groupe hydroxyle sous forme H_2O . Il en est de même pour les minéraux correspondant aux sels acides, où l'hydrogène se trouve parmi les cations.

On distingue suivant le mode de rétention de l'eau dans les minéraux: 1) l'eau de cristallisation ou l'eau liée faisant partie de l'édifice cristallin des minéraux et 2) l'eau libre n'entrant pas dans l'architecture de la matière cristalline.

L'eau liée fait partie du réseau cristallin sous forme de molécules H_2O et y occupe des places bien définies. Le nombre de molécules d'eau se trouve en rapports simples avec celui des autres constituants du composé. On pourrait citer à titre d'exemple: $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ (soude), $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (gypse), $\text{Ni}_3[\text{AsO}_4]_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ (annabergite), $\text{Al}_2[\text{PO}_4][\text{OH}]_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ (wavellite), etc. Ce sont des hydrates cristallins qui, d'après Werner, seraient des « composés complexes », autrement dit les molécules d'eau en tant qu'unités structurales s'y disposeraient en coordination déterminée autour des ions, créant ainsi des ions dits complexes.

Il a été établi par des études röntgenométriques que dans le réseau cristallin $\text{NiSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ six molécules dipôles H_2O enveloppent directement le cation Ni^{2+} , en s'orientant semble-t-il d'une façon déterminée par rapport au cation (deux protons H^+ étant dirigés vers la périphérie de l'ion complexe). Comme la molécule H_2O est par elle-même électriquement neutre, le cation hydraté $[\text{Ni}(\text{H}_2\text{O})_6]^{2+}$ conserve la charge de Ni^{2+} . Il est donc plus correct d'écrire la formule chimique du composé de la manière suivante: $[\text{Ni}(\text{H}_2\text{O})_6][\text{SO}_4]$.

Nous examinerons par la suite la cause de l'hydratation des ions dans les réseaux cristallins (voir l'introduction à la partie traitant des sels oxygénés). Nous dirons seulement que l'hydratation des ions est pleinement justifiée en cristallographie. Pour former des structures cristallines stables avec des anions aussi volumineux

que $[\text{SO}_4]^{2-}$, les cations Ni^{2+} contenus dans la solution se révèlent trop petits et une tendance se manifeste d'augmenter le volume des cations sans modifier leur charge. Il va de soi que les hydrates cristallins ne peuvent se former que dans des milieux riches en eau et à basse température.

La déshydratation des hydrates cristallins se réalise aisément par chauffage, sinon complètement du premier coup, du moins par saccades, par perte périodique d'une partie des molécules d'eau. Le réarrangement de la structure s'effectue alors avec conservation de rapports rationnels entre le nombre des molécules H_2O et le constituant principal. Ainsi, en cas de déshydratation provoquée, la chalcantithe $\text{CuSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ se transforme tout d'abord en $\text{CuSO}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$, puis $\text{CuSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$ et enfin CuSO_4 . Des propriétés physiques, telles que les indices de réfraction, le poids spécifique, etc., se modifient alors également par bonds. L'élimination de l'eau des différentes espèces minérales se produit à diverses températures. Certaines d'entre elles perdent l'eau à la température ordinaire (sulfates de cuivre et de fer polyhydratés); d'autres à des températures plus élevées et même au-dessus de 100° .

L'eau libre est la partie de l'eau de la masse minérale qui n'entre pas directement dans la structure de la matière cristalline des minéraux. En chauffant, elle part graduellement. On distingue trois formes d'eau libre: a) l'eau zéolitique; b) l'eau colloïdale ou d'imbibition et c) l'eau hygroscopique.

L'eau zéolitique tient son nom d'un groupe de minéraux — les zéolites — qu'elle imbibe d'une façon très caractéristique. Il a été établi que les molécules d'eau n'occupent pas de position définie dans le réseau de ce groupe de minéraux mais se disposent dans ses cases vides (le long des lacunes verticales et les espaces interstitiels, etc.). En conséquence, la « solubilité » de l'eau y est sensiblement limitée. Il est curieux que la quantité d'eau dans ces minéraux puisse varier sans modification de l'homogénéité cristalline de la matière, tandis que les propriétés physiques telles que degré de transparence, indices de réfraction, poids spécifique, etc., se modifient graduellement. Cela indiquerait que l'eau s'y trouve pour ainsi dire à l'état de solution solide. Quand on chauffe, elle part à des températures comprises entre $80-400^\circ$. Notons que les zéolites déshydratées par un chauffage ménagé peuvent ensuite absorber l'eau de nouveau avec rétablissement de leurs propriétés physiques antérieures.

L'eau colloïdale, comme son nom l'indique, se trouve dans les hydrogels, où elle est retenue à la surface des phases dispersées par de très faibles forces de liaison. Cette eau est en réalité une eau adsorbée et sa présence ne dépend point de la structure de l'adsorbant (l'adsorbant lui-même peut d'ailleurs contenir de l'eau liée du point de vue cristallochimique). Un exemple nous est fourni par l'opale (hydrogel de silice) — $\text{SiO}_2 \cdot aq$ (aq étant les deux premières

lettres du mot latin « aqua » — eau). Une telle désignation de l'eau colloïdale, utilisée par certains auteurs, peut être tenue pour rationnelle.

L'eau hygroscopique (capillaire) est retenue dans les interstices, les pores et les masses pulvérulentes par les forces de tension superficielle. Dans sa majeure partie cette eau peut être éliminée aisément par chauffage jusqu'à 100-110°. L'on ne peut séparer nettement l'eau capillaire de l'eau colloïdale.

En outre, nous ne devons pas perdre de vue les additions mécaniques d'eau, sous forme de menues inclusions de gaz-liquides, fixées par les cristaux en cours de croissance. Cette catégorie d'eau est très répandue dans de nombreux minéraux.

3. PROPRIÉTÉS PHYSIQUES DES MINÉRAUX

Comme nous l'avons déjà indiqué, les minéraux en tant que corps physiques possèdent de nombreuses propriétés telles que la couleur, la dureté, l'éclat, le poids spécifique, etc. Ces propriétés se révèlent différentes pour les divers minéraux et varient en fonction de leur composition chimique et de leur structure cristalline. Chaque minéral se distingue par quelques caractéristiques qui permettent toujours de le différencier des autres.

De très nombreux minéraux peuvent être identifiés très exactement d'après le complexe de leurs propriétés physiques, sans avoir recours à des études laborieuses, comme par exemple l'analyse chimique, l'étude aux rayons X, etc. Il y a lieu de remarquer que de nombreux minéraux possèdent de fines particularités spécifiques, les caractérisant individuellement et qu'il n'est point aisé de saisir à première vue et de définir par des mots. Cela se rapporte surtout aux nuances et à l'intensité de la coloration, à l'allure de la cassure, à l'éclat, etc. Néanmoins, avec une certaine expérience, on s'habitue tellement à saisir à l'œil nu ces caractéristiques des minéraux que par la suite, elles servent d'indices déterminants pour les diagnostics. Autrefois, quand on n'avait encore aucune notion ni de chimie en général ni des éléments chimiques en particulier, ces indices spécifiques des minéraux étaient bien connus et les « spécialistes de mines » s'en servaient pour trouver sans faute les minerais utiles qui leur étaient alors nécessaires.

L'on ne peut espérer, certes, pouvoir déterminer de la sorte tous les minéraux que l'on trouve dans la nature. Nombre de ces minéraux nécessitent pour leur identification définitive des études plus détaillées, notamment l'utilisation de réactions chimiques qualitatives, une détermination plus précise du poids spécifique, des propriétés optiques, mécaniques, etc. Les masses minérales à grains fins sont étudiées en préparations spéciales (plaques minces) au microscope. Très souvent, pour la détermination, grâce à l'analyse

spectrale, d'admixtions de métaux précieux, tels que le cobalt, l'indium, le cadmium, le lithium, le cesium, etc., qui présentent un intérêt industriel même à de faibles teneurs, il faut recourir à l'analyse chimique. Lors de l'étude des espèces minérales cryptocristallines il est souvent nécessaire d'effectuer des analyses aux rayons X. Des méthodes spéciales sont utilisées pour l'étude de la radioactivité des minéraux, des effets piézo-électriques, des propriétés magnétiques et d'autres phénomènes physiques propres aux minéraux.

Dans la suite, nous nous occuperons des principales propriétés des minéraux qui ont une importance primordiale pour leur identification. Nous passerons en revue les propriétés suivantes: caractéristiques *morphologiques* — formes générales des cristaux, macles, stries des faces; propriétés *optiques*¹ — transparence, couleur des minéraux, couleur de leur trace, éclat; propriétés *mécaniques* — clivage, cassure, dureté, fragilité, malléabilité et ductilité, élasticité; ainsi que des propriétés comme le poids spécifique, le magnétisme, la radioactivité, etc.

Caractéristiques morphologiques des minéraux

Les minéraux solides sont en général répandus dans la nature sous forme de grains de formes irrégulières sans faces cristallines, mais possédant malgré cela et indépendamment de leurs dimensions, une structure intime réticulaire. Les cristaux bien formés, c'est-à-dire les cristaux uniques, limités par des faces naturelles, se rencontrent beaucoup plus rarement. Leur découverte présente un intérêt en ce sens que le chercheur dispose ainsi d'un plus grand nombre d'indices permettant d'identifier le minéral. Il existe même des catalogues spécialement établis permettant de déterminer les minéraux d'après leurs formes cristallographiques.

La morphologie des cristaux et l'étude de leur symétrie fait l'objet d'une analyse détaillée dans les cours spéciaux de cristallographie. Nous ne nous arrêtons ici que sur quelques aspects généraux de la morphologie des cristaux et de leurs faces qui sont également d'une importance pratique pour l'identification des minéraux.

Formes générales des cristaux. Partant du fait que n'importe quel corps a trois dimensions dans l'espace, nous devons tout d'abord distinguer parmi les formes variées de cristaux et de grains cristallins les types principaux suivants.

1. *Formes isométriques*, ou formes également développées dans les trois directions de l'espace. A titre d'exemple on peut indiquer

¹ Sauf les propriétés optiques des cristaux (réfraction de la lumière, biréfringence, pléochroïsme, etc.) traitées en détail dans les cours de cristallographie et d'optique cristalline.

les dodécaèdres rhomboïdaux du grenat, les octaèdres de la magnétite (fig. 11), les cubes de la pyrite (fig. 12), etc.

2. *Formes allongées dans une direction*, autrement dit des formes en prismes, en colonnes (fig. 13), en baguettes, en aiguilles (fig. 14), en cheveux, les formations fibreuses. Par exemple : cristaux d'aigue-marine, de tourmaline, etc.

3. *Formes développées suivant deux dimensions* avec conservation de la troisième, courte. Ce sont les cristaux en paillettes, en lamelles, en feuillets et en écailles. Tels sont les cristaux en paillettes que présente parfois l'hématite (Fe_2O_3), des micas, etc.

Les formes intermédiaires entre ces types fondamentaux sont, elles aussi, très répandues. Tels sont les cristaux en disques du disthène (Al_2SiO_5), ayant une forme intermédiaire entre les deuxième et troisième types (longs prismes aplatis) ; les cristaux hexagonaux à faces arrondies (en barillets) du corindon (Al_2O_3), ou les cristaux scalénoédriques de calcite (CaCO_3), présentant des formes intermédiaires entre le premier et le deuxième type ; les formes se rapprochant des lentilles (intermédiaires entre le premier et le troisième type)—les cristaux aplatis du sphène (CaTiSiO_5), de la monazite (CePO_4), etc.

Il existe en outre des formes compliquées de cristaux, par exemple les structures dendritiques (fig. 15) et, plus généralement, les édifices cristallins de forme irrégulière (fig. 16).

En dehors de la forme des cristaux, on distingue également le *habitus des cristaux* se rapportant uniquement aux minéraux de contours bien définis ¹. L'habitus est déterminé par la prédominance de telle ou telle forme cristallographique dans les cristaux du minéral considéré. Par exemple, les cristaux de la galène (PbS) ont généralement la forme de cubes dont les sommets présentent parfois de légères troncatures dues aux faces de l'octaèdre, plus rarement, la forme de cubo-octaèdres et quelquefois, d'octaèdres avec de légères troncatures par les faces du cube. La forme générale de tous ces cristaux est isométrique, toutefois leur habitus diffère : pour le premier prédominant ou sont uniquement développées les faces du cube ; pour le troisième, au contraire, ce sont les faces de l'octaèdre qui se développent de préférence, tandis que dans le deuxième, les unes et les autres reçoivent un développement à peu près égal. Apparemment, ce sont les particularités de composition du milieu de formation des minéraux qui influent sur le développement du tel ou tel habitus cristallin.

Si de nombreux minéraux ne peuvent être identifiés facilement d'après la forme de leurs cristaux, il existe pourtant des minéraux dont la forme des cristaux est si caractéristique qu'elle constitue

¹ Il convient de remarquer qu'il n'y a point d'unanimité chez les auteurs sur la compréhension de ces termes. Nombre d'entre eux considèrent que forme et habitus sont synonymes.

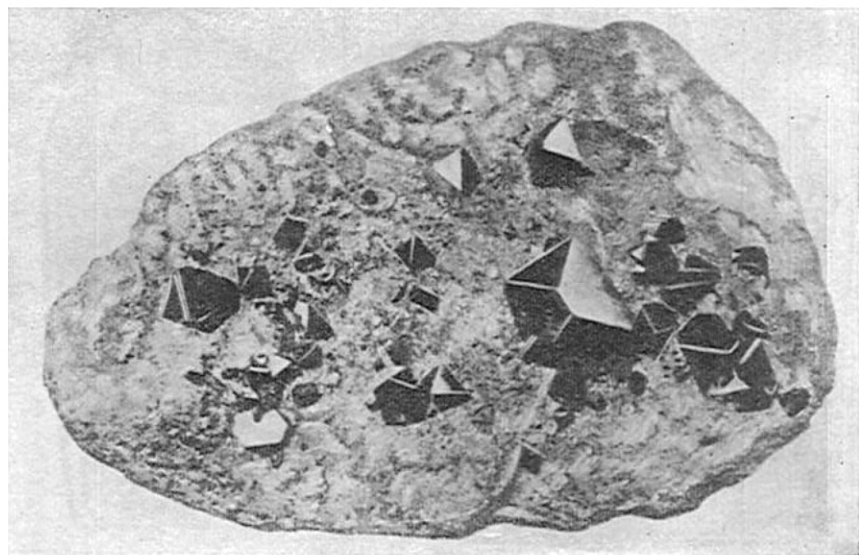


Fig. 11. Cristaux de la magnétite de forme octaédrique dans les chloritoschistes.

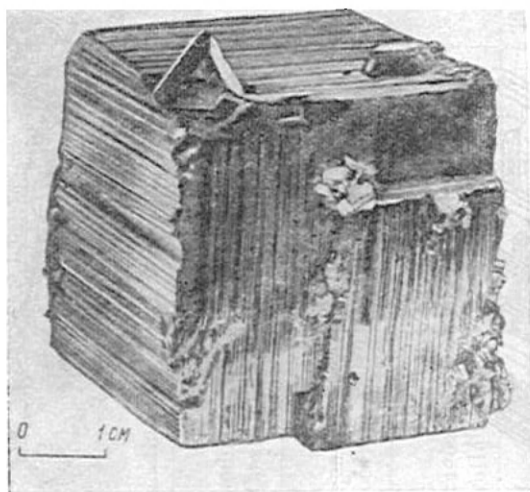


Fig. 12. Cristal de pyrite avec des excroissances de tétraédrite (au sommet) et de galène (sur la face supérieure à droite).

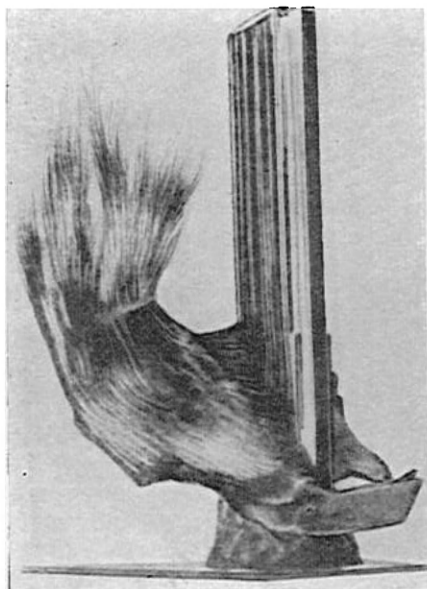


Fig. 13. Cristal en forme de colonne d'épidote et paquets de cristaux en cheveux de byssolite (variété d'actinote).

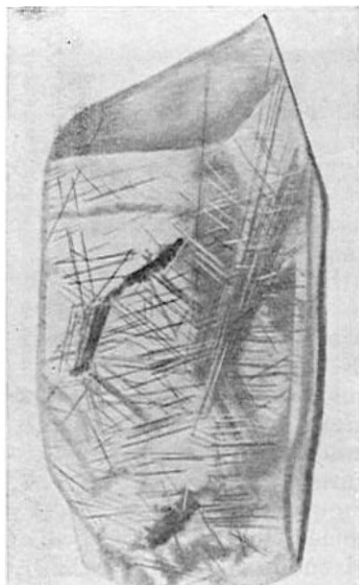


Fig. 14. Inclusions de tourmaline aculéiforme dans un quartz transparent.

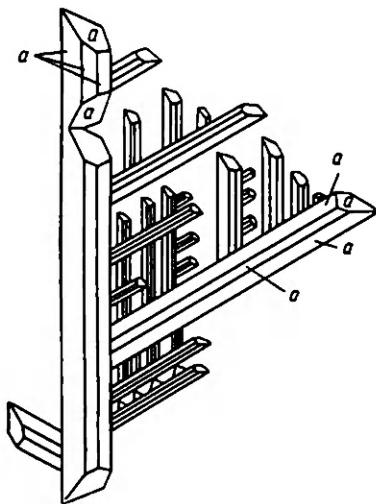


Fig. 15. Dendrite cristallin de cuivre natif, constitué d'une série de macles allongées.

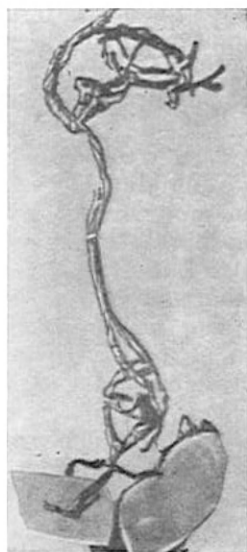


Fig. 16. Argent natif fili-forme sur des cristaux de calcite.

l'un des principaux indices du diagnostic de ces minéraux. C'est ainsi que les cristaux prismatiques du quartz, tronqués par les faces du rhomboèdre et du trapézoèdre, sont toujours facilement reconnaissables, indépendamment de leur couleur. Les cristaux cubiques ou en dodécaèdres pentagonaux de la pyrite, les cristaux en octaèdres du spinelle, de la magnétite, les cristaux en dodécaèdres rhomboïdaux du grenat, etc., sont également typiques.

Les noms mêmes de certains minéraux reflètent les particularités de la forme des cristaux. C'est le cas de l'actinolite (en grec : pierre actiniforme, rayonnante), du grenat (du latin : « granum » — grain), du lépidolite (« lepis » en grec — écaille), de l'axinite (« axine » en grec — hache), du corundophylite (« phullon » en grec — feuille), du chrysotile (en grec — fibre dorée), etc.

Nous reproduisons au tableau 4 les dénominations et les notations de 32 types de symétrie des cristaux selon la nomenclature adoptée par l'Institut Fédorov ¹.

Macles et groupements réguliers. On désigne par macle une association régulière de deux cristaux d'un même minéral, qui peuvent être amenés en coïncidence par une rotation de 180° autour d'un

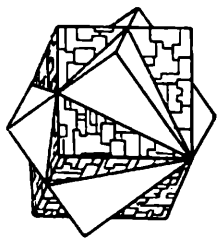


Fig. 17. Macle de fluorine. Les cristaux s'interpénètrent suivant la face (111).



Fig. 18. Hémitropie de gypse en fer de lance suivant (100).

axe (fig. 17), par réflexion sur le plan de symétrie (fig. 18), ou par inversion. Si l'association régulière concerne trois cristaux identiques, de telles formes sont appelées triplets, quadriplets, etc. Le plan d'accolement de macles, comme l'a montré N. Bélov, coïncide très souvent avec le plan d'assemblage compact des ions. Telle est par exemple la loi d'association du spinelle qui régit de nombreux minéraux du système cubique suivant la face (111).

Les macles peuvent se former : 1) par accolement de petits cristaux ayant germé dans la solution lorsque ceux-ci se touchent au

¹ Bien que la nomenclature des principales catégories de symétrie des cristaux indiqués au tableau 4 soit déjà adoptée dans l'enseignement de la cristallographie à l'Institut supérieur des mines de Léninegrad et aux Universités de Moscou et de Léninegrad, nous conservons les anciennes dénominations des types de symétrie dans les descriptions des minéraux du présent manuel.

cours de leur croissance; 2) sous l'effet d'actions mécaniques (pression unilatérale venant de l'extérieur) et 3) par modifications polymorphiques de la matière cristalline.

Pour certains minéraux les macles sont typiques et facilitent fréquemment leur identification. Il en est ainsi par exemple pour les macles en genou du rutile (TiO_2) et de la cassitérite (SnO_2), les fers de lance ou les pieds d'alouette du gypse (fig. 18), les triplets du chrysobéryl (BeAl_2O_4), les macles en croix de la staurotide (du grec « stauros » — croix), etc.

Les *groupements réguliers* de minéraux divers ont été décrits également depuis longtemps. L'orientation régulière des minéraux qui s'associent est conditionnée par la structure identique ou voisine des assemblages compacts de plans d'accollage. On observe des cas différents de groupements de ce genre : 1) les cristaux d'un minéral déjà formés s'entourent de cristaux d'un autre minéral (par exemple les cristaux de tétraédrite Cu_3SbS_3 se recouvrent de petits cristaux orientés régulièrement de chalcopryrite (CuFeS_2), formant une « chemise » continue); 2) des inclusions régulièrement orientées, par exemple d'ilménite (FeTiO_3), dans les grains cristallins de magnétite (FeFe_2O_4) en tant que produit de dissociation de la solution solide (on les observe en sections polies au microscope); 3) substitution orientée à la périphérie d'un minéral par un autre (par exemple blende ZnS remplacée par de la chalcopryrite CuFeS_2 , même avec conservation de la structure maclée du minéral substitué), etc.

Aspect des faces des cristaux naturels. Nous savons que les faces des cristaux, notées par de symboles simples, ne sont jamais complètement planes. En les examinant à la lumière réfléchie (surtout avec grossissement), on peut presque toujours y déceler des défauts : surfaces inégales, formations vicinales, stries, figures de corrosion, etc., dus apparemment aux vitesses de croissance différentes des cristaux, ou à leur dissolution partielle, provoquée par la variation de concentration des composants dans la solution résiduelle, des changements de températures, parfois des perturbations mécaniques dans les cristaux, etc.

Les stries apparaissent fréquemment sur les minéraux et peuvent servir d'indice important de leur identification. Certains minéraux sont striés suivant l'allongement des cristaux : tourmaline, épidote (fig. 13); dans d'autres minéraux les stries courent transversalement : faces prismatiques du quartz. Les faces striées des cristaux cubiques de la pyrite (fig. 12) sont très caractéristiques; chaque face a des stries disposées perpendiculairement par rapport à la face voisine.

Les stries des faces peuvent avoir une origine différente : 1) *cumulative*, due à des répétitions multiples de faces vicinales (diamant, tourmaline); 2) *maclé*, au cas de l'association polysynthétique des cristaux (blende, parfois plagioclases, etc.).

Les figures de corrosion apparaissent sur les faces au début de la dissolution des cristaux. Les observations montrent que les sommets et les arêtes des cristaux se dissolvent plus rapidement que les faces. I. Chafranovski a observé sur les cristaux naturels, au cours de leur dissolution partielle, des formations en cônes; c'est le cas, en particulier, des cristaux de minéraux de quartz, de topaze, etc. Il a également décelé sur les cristaux du diamant la présence de cônes parfaitement réguliers autour des axes de symétrie quaternaires et ternaires avec formation de dodécaèdres rhomboïdaux arrondis (« dodécaédroïdes »).

Les figures de corrosion sur les faces planes de cristaux de divers minéraux possèdent des symétries différentes, associées à leur structure cristalline. On peut ainsi fort souvent déceler, d'après l'orientation des figures de corrosion, que les cristaux du quartz, par exemple, appartiennent à la variante dextrogyre ou lévogyre, et même parfois y recéler l'existence de macles, etc.

Transparence

On désigne par le terme de transparence la propriété de la matière de laisser passer la lumière. Bien qu'il n'existe point de corps absolument opaques, de nombreux minéraux, surtout les métaux (même en lames minces) laissent passer de si faibles quantités de rayons visibles qu'ils paraissent pratiquement complètement opaques. Pareillement, il n'existe pas de milieux matériels parfaitement transparents, c'est-à-dire de milieux qui n'absorberaient aucune fraction de lumière que l'on laisserait passer au travers. L'un des milieux les plus transparents est l'eau pure qui en couche épaisse a une couleur nettement bleue, ce qui atteste une absorption notable des rayons rouges en fin du spectre de la lumière visible.

Rappelons que selon les lois de la physique une partie du flux lumineux incident tombant sur un corps donné est rejetée ou réfléchie, tandis que l'autre pénètre à l'intérieur du milieu. Nous ne nous occuperons pas pour le moment du phénomène de la réflexion de la lumière (nous y reviendrons quand nous examinerons l'éclat des minéraux), et nous étudierons seulement le comportement du rayon entré dans le milieu.

On sait que le rayon en pénétrant dans un milieu donné, modifie sa vitesse, se réfracte et, au fur et à mesure qu'il poursuit sa course, il dépense graduellement son énergie à la transformation en d'autres formes d'énergie (de préférence thermique). De ce fait, la quantité de lumière diminue peu à peu; autrement dit, il y a *absorption* de la lumière.

En conséquence, l'intensité I de la lumière quittant un milieu quelconque sera plus faible comparativement à la lumière incidente I_0 . Cela veut dire que le rapport $\frac{I}{I_0} = a$ sera toujours un nombre

fractionnaire. La grandeur a s'appelle coefficient de transparence du milieu donné rapporté à une épaisseur égale à l'unité (1 cm). Cette transparence dépend de la nature chimique de la matière et de la longueur d'onde de la lumière (mais non du pouvoir éclairant). Plus

Fig. 19. Spath transparent d'Islande (CaCO_3) biréfringent.

sa valeur se rapproche de l'unité, plus le minéral est transparent et inversement.

Suivant le degré de transparence, tous les minéraux observés en gros cristaux sont répartis selon les groupes suivants :

1) *Transparents*: cristal de roche, spath d'Islande (fig. 19), topaze, etc.

2) *Translucides*: émeraude, blende, cinabre, etc.

3) *Opakes*: pyrite, magnétite, graphite, etc.

De nombreux minéraux qui paraissent opaques en gros cristaux ou en fragments sont translucides en éclats ou en plaque mince (biotite, ou mica noir, rutile, etc.).

Quand, au lieu de gros cristaux, nous avons des paquets de *grains fins*, la transparence peut varier. Si le corps comprend un grand nombre de petites particules (grains orientés de différentes façons, du point de vue optique) les rayons lumineux ne peuvent y décrire de longues trajectoires rectilignes. La lumière, en se réfractant un grand nombre de fois selon des directions différentes, finit par se disperser et se réfléchir.

De tels milieux paraissant donc opaques. Il est facile de s'en rendre compte, si l'on compare une lamelle de calcine transparent

(spath d'Islande) à une plaque de marbre blanc polie des deux côtés, ayant même épaisseur et constituée par un agrégat de grains fins de calcite. Alors que nous pouvons lire aisément au travers du spath d'Islande des inscriptions sur une étiquette, une lamelle de marbre ne laisse pas passer la lumière. De tels corps ne deviennent transparents qu'en plaque mince.

Si la matière à texture très fine ne présente pas une absorption notable de la lumière, elle est alors d'un blanc laiteux caractéristique. Quand la matière est en état de désagrégation, c'est-à-dire quand de l'air s'inséra dans les vides se formant entre les très fins débris ou les particules, cette couleur est particulièrement marquée. Ce phénomène nous est bien connu : en frappant d'un coup de marteau la surface d'une glace transparente et bleu clair, on s'aperçoit qu'aux points d'impact apparaît une teinte blanche laiteuse, du fait de la formation d'un grand nombre de fissures et de vides remplis d'air.

Couleur des minéraux

La couleur des minéraux attire involontairement l'observateur dès la première inspection et elle constitue par conséquent l'une des principales caractéristiques des minéraux.

Il est donc tout à fait naturel que de nombreux noms de minéraux aient été justement inspirés par cette caractéristique. Les exemples sont nombreux : lazurite, azurite ; chlorite (« chloros » en grec — vert) ; rhodonite (« rhodon » en grec — rose) ; rubis (« ruber » en latin — rouge) ; crocoïte (« crocos » en grec — safran ; on a ici en vue la teinte rouge-orange) ; orpiment (« aurum » en latin — or) ; chrysolite (« chrysos » en grec — or) ; érythrine (« eritros » en grec — rouge) ; hématite (« hematicos » en grec — sanglant) ; albite (« albus » en latin — blanc) ; mélanite (« melas » en grec — noir), etc. Inversement, des noms tels que « cinabre », « vert de malachite », etc., sont entrés dans la langue en qualité de dénomination de couleurs standard, soulignant ainsi que ces colorations sont toujours propres aux minéraux correspondants.

Dans son ensemble, le problème de la couleur des minéraux est très compliqué. Grâce aux progrès de la physique et de la cristallographie, nos connaissances sur l'origine des couleurs des matières cristallines ont fait récemment un grand pas, néanmoins, de nombreux problèmes restent encore non éclaircis. A. Fersman dans son livre (*La couleur des minéraux*, 1937) a fait une première tentative de synthèse des données relatives à ce problème et essaya d'établir les rapports existants entre la couleur des composés naturels et leurs propriétés cristallographiques.

On distingue dans les composés chimiques naturels trois types de coloration d'après leur origine : 1) idiochromatique, 2) allochromatique et 3) pseudochromatique.

Idiochromatisme ¹. Dans de nombreux cas, la couleur de composés naturels que l'on ne trouve jamais sous forme de cristaux incolores, dépend des propriétés internes du minéral. Il en est ainsi pour la magnétite noire (FeFe_2O_4), la pyrite jaune laiton (FeS_2), le cinabre carmin (HgS), les oxysels verts et bleus du cuivre (malachite, azurite, turquoise, etc.), la lazurite bleu foncé, etc.

Ces couleurs typiques des minéraux ont reçu le nom d'idiochromatiques. Dans différents minéraux, elles ont des origines diverses :

1. Dans de nombreux minéraux la coloration est provoquée par la présence dans les composés eux-mêmes d'un quelconque *chromophore*, c'est-à-dire d'un élément chimique donnant la couleur. Dans leur nombre figurent, comme cela avait été établi depuis longtemps, les éléments suivants : Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni ; autrement dit les éléments de la famille du fer, se situant au centre du tableau des éléments de Mendéléev dans la partie aux longues périodes ; et, dans une mesure moindre, W, Mo, U, Cu et TR.

Le chrome ² est un exemple particulièrement frappant de chromophores, son nom est déjà une indication de cette propriété. La présence de chrome dans les minéraux correspond à des colorations très intenses : rouge (pyrope, rubis, etc.), vert vif (ouwarowite, émeraude, fuchsite), violet (rhodochrome, kammérérite). On peut juger de la puissance colorante du chrome par la teinte rouge vif que prend un composé incolore d'alumine par addition isomorphe de 0,1 % seulement d'oxyde de chrome. Pour ce titrage la distance entre deux particules voisines de chromophore dans la masse du corindon est d'environ 20 Å, c'est-à-dire qu'elle est beaucoup plus élevée que les rayons ioniques des constituants (0,57 Å pour Al et 0,64 Å pour Cr).

Il semble que les ions du chrome se distinguant fortement des ions de l'aluminium par la configuration des enveloppes électroniques, perturbent fortement autour d'eux la symétrie du champ électrique et, malgré leur état de dispersion, exercent leur influence sur toute la structure du composé.

Les teintes vertes et violettes des minéraux indiquées plus haut correspondent à une teneur énorme en Cr_2O_3 (jusqu'à 10 % et plus). L'oxyde de chrome le plus pur a également une teinte verte. On ne peut toutefois affirmer que la teinte verte soit toujours due à des fortes teneurs en chrome dans les composés chimiques. Il a été établi par exemple que les béryls verts (émeraudes) sont redevables de leur magnifique couleur vive à la présence de trace isomorphe de Cr_2O_3 dans Al_2O_3 (pourcentage ne dépassant pas quelques centièmes). Le phénomène de la coloration des minéraux n'est donc pas du tout aussi simple que cela puisse paraître à première vue.

¹ « Idios » en grec — sien, propre.

² « Khroma » en grec — teinte, couleur.

L'ion $[\text{CrO}_4]^{2-}$ contenant Cr^{6+} donne habituellement des composés de teinte jaune dans les combinaisons artificielles, mais dans une combinaison avec des cations fortement polarisants, on obtient une coloration rouge-orange foncé. Il en est ainsi par exemple pour la crocoïte (PbCrO_4).

2. Dans certains cas, le minéral peut avoir telle ou telle couleur sans que les chromophores ou des variations de sa composition chimique puissent être mis en cause, car l'on n'est pas arrivé à établir par les analyses chimiques ou spectrales la présence de traces même insignifiantes de pigment colorant.

Ainsi, l'on connaît des cas de sel gemme (NaCl) coloré en un beau bleu. Or, il se présente que cette teinte est due aux transformations d'une partie des ions du composé (du sodium en particulier) en atomes neutres qui s'adjoignent pour cela les électrons nécessaires. Il est aisé d'obtenir une pareille teinte artificiellement dans un sel gemme transparent. Il suffit pour cela de l'imprégner par des vapeurs de sodium métallique. Le même résultat peut être obtenu par l'action sur le sel gemme des rayons cathodiques qui apportent avec eux des électrons libres.

Par conséquent, la teinte de certains minéraux transparents peut avoir pour origine une variation dans l'homogénéité de la structure des édifices cristallins, une modification de l'état électrostatique des ions, susceptibles de se transformer sous l'influence de telles ou telles causes en atomes neutres, ou en atomes excités (faiblement chargés). En fait, une pareille origine de la couleur des minéraux doit permettre de les ranger dans le groupe allochromatique (voir plus bas).

3. Un groupe particulier, peu considérable, de minéraux colorés est constitué par des composés dont la teinte ne dépend ni de la présence de chromophores, ni de la perturbation de l'homogénéité électrostatique des édifices cristallins, mais de la présence d'ions, ou de complexes d'ions dans les vides de l'architecture. Cela concerne en particulier les silicates dans lesquels « s'incrustent » des anions complémentaires comme Cl^- , $[\text{SO}_4]^{2-}$, etc. A titre d'exemple, on peut citer la lazurite d'un bleu vif.

La véritable nature de ce phénomène qui a reçu le nom de stéréochromation n'a pas encore été élucidée, mais il est clair que la couleur de tels minéraux est liée à des groupes introduits qui, par eux-mêmes, ne sont pas des chromophores. La stabilité et la résistance au feu de ces couleurs étaient déjà connues quelques milliers d'années avant notre ère, quand la lazurite servait de colorant.

Allochromatisme¹. On connaît nombre d'exemples quand un même minéral se rencontre en des couleurs et nuances différentes. C'est ainsi que le quartz que l'on trouve généralement sous forme de cristaux incolores, souvent entièrement transparents (cristal de

¹ « Allos » veut dire en grec — étranger.

roche), a parfois une belle teinte violette (améthyste) ou rose, jaune-brun (du fait d'oxydes de fer), dorée (citrine), grise ou cendrée (quartz enfumé), noire (morion) ou enfin, blanche laiteuse. De même le sel gemme (halite) peut être coloré en blanc, gris, jaune, brun, rose et parfois bleu.

Dans la plupart des cas, la couleur des minéraux est due à des adjonctions mécaniques de substances étrangères finement dispersées et colorées par des chromophores. Ces matières colorantes peuvent être des composés inorganiques ou organiques. Il suffit souvent d'une quantité tout à fait insignifiante de ces matières pour entraîner une coloration intense de minéraux normalement incolores, la teinte dépendant non seulement de la quantité mais encore du degré de dispersion de ces matières.

On donne le nom d'allochromatiques (c'est-à-dire étrangères aux minéraux eux-mêmes) à ces colorations, indépendantes de la nature du minéral. Les minéraux colorés de cette manière sont en fait des cristalllosols (voir page 51).

On observe également des dispersions plus grossières, c'est-à-dire dont la phase dispersée représentée par tel ou tel minéral est visible à l'œil nu. Il en est ainsi, par exemple, pour les cristaux de quartz verdâtres qui renferment des inclusions microscopiques d'actinote, pour la calcite noire bourrée de fines inclusions de sulfures ou de matières carbonées, etc.

Il importe enfin de signaler de nombreux colloïdes translucides et opaques (gels) et métacolloïdes dont la coloration est de nature allochromatique. Dans la plupart des cas, parmi les impuretés colorantes figurent les hydroxydes de fer bruns, l'oxyde de fer rouge, les oxydes de manganèse noirs, les matières organiques, etc. Très souvent, le pigment colorant y est distribué d'une manière irrégulière, parfois en couches concentriques. Telles sont, par exemple, les agates, avec leurs dessins remarquablement fins et multicolores.

Pseudochromatisme ¹. Dans certains minéraux transparents, on remarque parfois une irisation, due à l'interférence de la lumière incidente avec les rayons réfléchis par les surfaces internes des plans de clivage ou, parfois, par les surfaces des inclusions qu'ils contiennent. Nous connaissons bien ce phénomène par les pellicules irisées que forme le pétrole ou l'huile flottant sur l'eau et qui sont colorées en différentes couleurs de l'arc-en-ciel. Il s'explique par l'interférence des rayons de lumière réfléchis par la surface supérieure de la pellicule transparente (surface de séparation avec l'air) et ceux réfléchis par la surface inférieure (surface de séparation avec l'eau).

On observe également cette pseudocoloration dans les minéraux solides transparents. La labradorite, roche d'ornement, en constitue un exemple excellent, surtout sur ses surfaces polies : pour certains angles de rotation apparaissent, en certains endroits, de beaux

¹ « Pseudo » en grec — faux.

chatoiements bleus et verts, dus semble-t-il à des inclusions de fines lamelles d'autres minéraux ayant une composition différente du minéral principal.

Des pellicules irisées aux couleurs vives sont fréquemment observées sur la surface réniforme des limonites brunes (hydroxydes de fer), sur les cristaux de spécularite, sur la surface légèrement oxydée de la bornite Cu_5FeS_4 (sous forme de chatoiements violets ou bleus), etc. Dans tous ces cas, la teinte n'a rien à voir avec le minéral lui-même. De telles pellicules sur les minéraux ne sont que des *irisations*.

Classification des couleurs. L'extraordinaire diversité de nuances de coloration des minéraux ne se laisse point décrire comparative-ment, non seulement parce que la variété est trop grande, mais encore parce que notre vue ne saisit directement que les différences grossières entre les teintes des minéraux. Il n'est guère difficile de s'en convaincre par la comparaison de deux minéraux de couleur verte tels que la malachite et la garniérite (hydrosilicate de nickel). Examinées séparément, elles apparaissent de la même couleur à un œil non exercé, mais si nous plaçons ces deux minéraux à côté, nous remarquerons facilement de différences sensibles dans les nuances. Un entraînement continu de perception des effets de couleur forme petit à petit une mémoire visuelle des couleurs et on arrive à saisir des nuances très fines. Ce genre de mémoire rend un grand service lors de l'identification des minéraux.

Dans la pratique usuelle, pour déterminer la couleur des minéraux, on a recours à une évaluation comparative en se référant à la couleur d'objets ou de matières quelconques bien connues. Aussi utilise-t-on fréquemment une double dénomination des teintes de minéraux: blanc laiteux, jaune de miel, jaune laiton, rouge carmin, vert émeraude, vert pomme (couleur d'une pomme non encore mûre), brun chocolat, gris plomb, blanc étain, etc. Toutes ces définitions sont très relatives, mais elles n'en sont pas moins adoptées, et on les trouve dans la littérature minéralogique internationale.

Quoi qu'il en soit, nous devons convenir, ne fût-ce que pour le début, de la dénomination des couleurs principales, en les rattachant à des minéraux bien définis. Comme base, on peut admettre les couleurs suivantes, fréquemment utilisées et plus ou moins constantes pour une série de minéraux:

- | | |
|--|----------------------------------|
| 1. Violet (améthyste) | 9. Blanc étain (arsénopyrite) |
| 2. Bleu (azurite) | 10. Gris plomb (molybdénite) |
| 3. Vert (malachite) | 11. Gris acier (tétrahédrite) |
| 4. Jaune (orpiment) | 12. Noir fer (magnétite) |
| 5. Orange (crocoïte) | 13. Bleu indigo (covelline) |
| 6. Rouge (cinabre, poussière) | 14. Rouge cuivre (cuivre natif) |
| 7. Brun (variétés poreuses de la limonite) | 15. Jaune laiton (chalcoppyrite) |
| 8. Jaune-brun (variétés ocre de la limonite) | 16. Métallique doré (or). |

Comme exemples de couleurs achromatiques apparaissant par absorption uniforme de tout le spectre visible, nous indiquerons: le cristal de roche incolore, le quartz laiteux, le sel gemme gris et la pyrolusite noire.

Couleur de la trace

On a dénommé ainsi la teinte d'une poudre fine d'un minéral. Il nous est facile d'obtenir cette poudre, en rayant à l'aide du minéral à l'essai la surface mate d'une plaquette en porcelaine (sans glaçure) appelée biscuit. La poudre obtenue sur la plaquette se présente sous la forme de trace (trait) d'une couleur caractéristique pour le minéral donné.

Cet indice est bien plus constant que la couleur des minéraux et constitue donc une caractéristique d'identification plus sûre.

La teinte de la trace ou de la poudre est, dans bien des cas, identique à celle du minéral lui-même. Ainsi, pour le cinabre la couleur du minéral et de la poudre est rouge; pour la magnétite elle est noire, pour la lazurite, bleue, etc. Pour d'autres minéraux, on observe une différence assez sensible entre la couleur du minéral et celle de la trace. Nous observons, par exemple, de telles différences dans le cas de l'hématite (couleur du minéral gris acier ou noire, trace rouge); de la pyrite (minéral, jaune laiton, trace noire), etc.

La plupart des minéraux colorés, transparents ou translucides, ont une trace incolore (blanche) ou faiblement colorée. Aussi la couleur de la trace a-t-elle surtout de l'importance pour l'identification des composés opaques ou translucides de couleurs très vives.

Un même minéral se rencontre dans la nature en masse compacte et dans la phase pulvérulente. Dans bien des cas, la couleur de ces variétés diffère sensiblement. On peut citer les exemples suivants: la limonite (hydroxyde de fer) — noire en masses compactes, jaune-brun en poussières (sous forme d'ocre); l'hématite presque noire dans sa variété cristalline, tandis que les poussières sont d'un rouge vif, etc. Dans d'autres cas, la couleur du minéral est la même pour les masses cristallines compactes et à l'état dispersé; ainsi, la malachite est verte dans les deux cas, l'azurite est bleue, le cinabre est rouge, l'orpiment est jaune vif, etc.

Il importe de mentionner que la coloration allochromatique de nombreux minéraux translucides, due à la présence, sous forme de phase dispersée, de tels ou tels composés, correspond à leur teinte à l'état pulvérulent. Tels sont, par exemple, les opales d'un jaune-brun ou brunes, colorées par les hydroxydes de fer, les jaspes rouges bourrés d'inclusions de l'oxyde de fer anhydre finement dispersé, etc.

Eclat et indice de réfraction

Le flux de lumière incident tombant sur le minéral est partiellement réfléchi sans que la fréquence des oscillations se modifie. Cette lumière réfléchie est justement responsable de ce qu'on appelle éclat du minéral. L'intensité de l'éclat, autrement dit la quantité de lumière réfléchie, est d'autant plus grande que la variation de la vitesse de la lumière à son passage dans le milieu cristallin est plus forte, c'est-à-dire plus l'*indice de réfraction* du minéral est élevé. L'éclat est presque indépendant de la couleur du minéral.

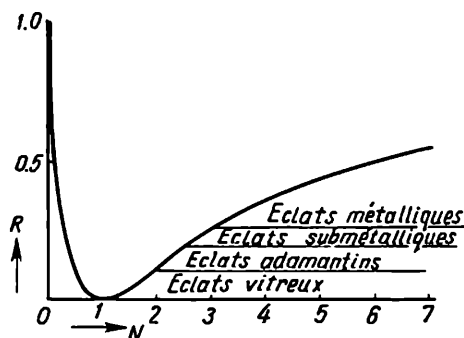


Fig. 20. Indice de réflexion (R) en fonction de l'indice de réfraction (N) des minéraux.

Connaissant les indices de réfraction des minéraux, pour la très grande majorité de ceux-ci, il n'est guère difficile de calculer l'indice de réflexion de la lumière R d'après la formule de Fresnel :

$$R = \left(\frac{N-1}{N+1} \right)^2 ,$$

où R est l'indice de réflexion ;

N l'indice moyen de réfraction du minéral par rapport à l'air.

En donnant dans cette formule à N une série de valeurs, il est facile de représenter graphiquement par une courbe la liaison fonctionnelle entre l'indice de réflexion (éclat) et l'indice de réfraction (fig. 20). Nous voyons que la courbe atteint un minimum pour $N = 1$ (indice voisin de celui de la réfraction de l'air). Comme la grande majorité des minéraux a des indices de réfraction supérieurs à l'unité, les valeurs de l'indice de réflexion R , qui nous intéressent, se situent à droite de ce minimum.

Les degrés d'intensité de l'éclat des minéraux, déterminés depuis longtemps d'une façon empirique correspondent presque exactement à l'échelle suivante :

1. L'éclat *vitreux*, propre aux minéraux pour lesquels $N = 1,3-1,9$. En font partie, la glace ($N = 1,309$), la cryolithe ($N = 1,34-1,36$),

la fluorite ($N = 1,43$), le quartz ($N = 1,544$); puis viennent de nombreux halogénures, des carbonates, des sulfates, des silicates et d'autres sels oxygénés; cette série s'achève par des minéraux tels que le spinelle ($N = 1,73$), le corindon ($N = 1,77$) et les grenats ($N =$ jusqu'à $1,84$).

2. L'éclat *adamantin* (du diamant) est caractéristique des minéraux pour lesquels $N = 1,9-2,6$. Exemples: le zircon ($N = 1,92-1,96$), la cassitérite ($N = 1,99-2,09$), le soufre natif à éclat adamantin sur les plans des faces ($N = 2,04$), la blende ($N = 2,3-2,4$), le diamant ($N = 2,40-2,46$), le rutile ($N = 2,62$) dont les variétés foncées ont souvent un éclat submétallique.

3. L'éclat *submétallique* des minéraux transparents et translucides à indices de réfraction (pour la lumière du lithium) $N = 2,6-3,0$. Exemples: alabandine ($N = 2,70$), cuprite ($N = 2,85$), cinabre ($N = 2,91$), hématite ($N = 3,01$).

4. L'éclat *métallique* propre aux minéraux d'indices de réfraction supérieurs à 3. Dans l'ordre croissant du pouvoir réflecteur citons les minéraux suivants: pyrolusite (cristalline), molybdénite, stibine, galène, chalcoppyrite, pyrite, bismuth, etc.

A gauche du minimum (fig. 20), la courbe du pouvoir réflecteur croît vers le haut. Cette région, aux indices de réfraction inférieurs à 1, ne correspond qu'à certains métaux purs (natifs): l'argent ($N = 0,18$), l'or ($N = 0,36$), le cuivre ($N = 0,64$), etc.

Il importe de signaler que dans la détermination du pouvoir réflecteur des minéraux opaques, il faut tenir compte non seulement des indices de réfraction, mais aussi du coefficient d'absorption K du milieu considéré. Pour des cas de ce genre, l'indice de réflexion R est donné par la formule suivante (pour les coupes optiquement isotropes des minéraux):

$$R = \frac{(N-1)^2 + N^2 K^2}{(N+1)^2 + N^2 K^2}.$$

Cela signifie que pour les minéraux opaques, les valeurs des indices de réflexion seront en réalité quelque peu supérieures à celles fournies par la formule de Fresnel. Les rares exceptions qui paraissent en désaccord avec la situation exposée plus haut, s'expliquent donc aisément. Ainsi, la magnétite, dont l'indice de réfraction est 2,42, devrait donc avoir l'éclat du diamant, toutefois, étant opaque elle absorbe une grande quantité de lumière et son indice de réflexion augmente quelque peu; elle passe sur le diagramme (fig. 20) dans la zone des éclats submétalliques.

En cherchant à déterminer quels sont les éclats dominants dans le règne minéral, nous voyons, si l'on répartit tous les minéraux transparents et translucides d'après leur indice moyen de réfraction (fig. 21), s'étaler largement un maximum bien net pour les valeurs 1,5-1,7. Le calcul montre que la part des minéraux à éclat vitreux concerne environ 70 % des composés naturels, dont les indices de

réfraction ne dépassent pas 1,9. Un autre groupe, moins nombreux il est vrai, est celui des minéraux ayant un éclat métallique. Toutefois, leur éclat métallique est si particulier que toute une série de minéraux banaux tirait jadis leur dénomination de cette caractéristique (en allemand cette pratique se maintient encore). Exemple: galène (éclat de plomb), chalcosine (éclat cuivré), stibine (éclat d'antimoine), cobaltine (éclat de cobalte), hématite (fer spéculaire ou éclat de fer), etc.

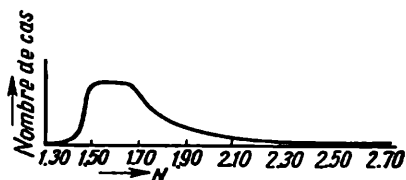


Fig. 21. Distribution relative des minéraux d'indices de réfraction différents.

On sait que l'indice de réfraction est fonction du pouvoir de réfraction des ions, de la composition chimique des minéraux, de leur poids spécifique et de leur structure cristalline. On avait remarqué depuis longtemps que dans les minéraux de même structure cristalline, l'indice de réfraction et le poids spécifique augmentent habituellement avec l'accroissement du poids atomique du cation. Ainsi, pour MgO (poids spécifique 3,64) $N = 1,73$, tandis que pour NiO (poids spécifique 6,4) $N = 2,23$, ou encore pour Al_2O_3 (poids spécifique 4,0) $N = 1,76$, et pour Fe_2O_3 (poids spécifique 5,2) $N = 3,01$, etc. Il est évident également que la présence dans des composés d'ions à valence supérieure sous forme d'impuretés isomorphes Fe^{3+} , Cr^{3+} , Ti^{4+} , V^{5+} , etc., augmente sensiblement l'indice de réfraction. Dans les composés isostructuraux, tels que NaCl et KCl , l'augmentation du rayon de cation (Na^+ 0,98 et K^+ 1,33) donne lieu à des assemblages moins compacts des dimensions et même à une diminution de N (pour KCl —1,490, tandis que pour NaCl —1,544), qui est en liaison avec la réduction du poids spécifique, quoique le poids atomique de K (39,0) soit plus élevé que celui de Na (23,0). La situation est inverse pour l'indice de réfraction des composés NaF et NaCl où l'anion fluor (poids atomique 19,0) est remplacé par l'anion chlore (poids atomique 35,5): pour NaF nous avons $N = 1,328$ et pour NaCl , $N = 1,544$, c'est-à-dire bien moins pour le premier composé, quant au poids spécifique de NaF (2,79) il est plus élevé que celui de NaCl (2,16). Cela s'explique par la très faible réfraction du fluor. Il est bien entendu également que la modification de la coordinence du cation, en cas de réarrangement du réseau cristallin, se répercute, comme cela avait été montré plus haut (cf. Polymorphisme), sur le poids spécifique et, par conséquent, également sur l'indice de réfraction de la matière cristalline.

Un deuxième facteur important influant (indépendamment des indices de réfraction et d'absorption de la lumière) sur la réflexion de la lumière est l'*allure de la surface*, sur laquelle celle-ci s'effectue.

Nous avons examiné plus haut l'éclat de minéraux dus à des plans miroirs (faces cristallographiques et plan de clivage). Mais si le minéral présente une cassure dont la surface n'est pas parfaitement lisse mais possède des rugosités ou des creux très menus, les éclats vitreux, adamantin, etc., perdent de leur vivacité. La lumière réfléchie perd alors en partie sa cohérence et subit une certaine dispersion. Il se crée un *éclat dit gras ou onctueux*. Nous pouvons mettre ce phénomène en évidence en suivant les modifications d'éclat d'une cassure fraîche de sel gemme dans l'air humide. Au bout de quelques jours, les surfaces brillantes nous paraîtront recouvertes d'une très fine pellicule de graisse. On le remarquera surtout en comparant avec les plans de cassures fraîches. Des exemples typiques d'éclat gras sont fournis par le soufre natif, l'éléolite (néphéline) très légèrement décomposée.

Les surfaces plus irrégulières ont un *éclat cireux*. Cela est surtout caractéristique pour les masses cryptocristallines et les gels solides de couleur claire. Tel est, par exemple, l'éclat des silex, des masses colloïdales des minéraux du groupe de la halloysite, etc.

Enfin, si les masses finement dispersées présentent de surcroît une porosité fine, la lumière incidente se disperse alors complètement dans toutes les directions. Les pores microscopiques constituent une sorte de « piège » pour la lumière. Des surfaces de ce genre sont dites *mates*. Des exemples nous sont fournis par la craie, le kaolin (à l'état sec), différentes ocres, la pyrolusite MnO_2 , les amas d'hydroxydes de fer à pores fins, etc.

On note pour certains minéraux, dont les éléments de l'édifice sont nettement orientés dans une ou deux dimensions de l'espace, un phénomène se trouvant en liaison avec l'éclat et qui porte le nom de *chatoiement*.

Dans les minéraux à structure fibreuse parallèle (asbeste, némalite, sélénite, etc.), nous remarquons toujours un *chatoiement soyeux* typique. Les minéraux transparents de structure cristalline en feuillets, et donc à clivage très facile, ont un *chatoiement* caractéristique *nacré* (exemples: la muscovite, le gypse lamelleux, le talc, etc.). Il est facile de s'apercevoir que le chatoiement nacré est lié justement à la structure en feuillets, en empilant des glaces minces ou des vitres et en les regardant par en haut. On observe alors un chatoiement particulier tout à fait semblable à l'éclat des perles.

Clivage et cassure

On appelle clivage la propriété des cristaux et des grains cristallins de se fendre ou de se briser suivant des plans cristallographiques déterminés parallèles aux faces vraies ou possibles. Cette proprié-

té des milieux cristallins est exclusivement liée à leur structure intime et ne dépend nullement pour un même minéral de la forme externe des cristaux (ainsi pour les cristaux rhomboédriques, scalénoédriques ou prismatiques, ou même pour les grains cristallins aux formes irrégulières de la calcite le clivage a lieu suivant le rhomboèdre). Aussi cette caractéristique propre à chaque matière cristalline constitue-t-elle un des indices importants de l'identification du minéral. Ce n'est point par hasard que de nombreux minéraux s'appellent spaths (feldspaths, spath pesant (barytine), spath fluor, spath

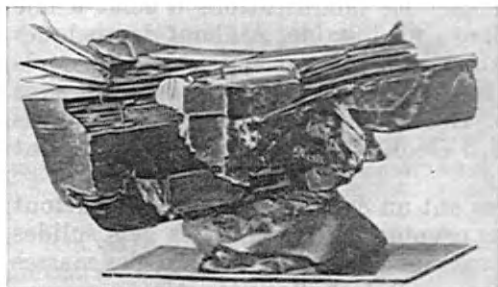


Fig. 22. Clivage de haute perfection du mica.

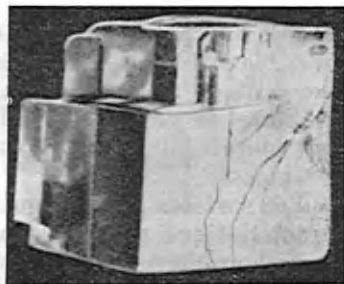


Fig. 23. Clivage parfait du sel gemme.

d'Islande, etc.)¹. Les dénominations des minéraux tels que l'orthoclase (clivages perpendiculaires), les plagioclases (clivages obliques), etc., rappellent aussi ce caractère.

Il importe d'apprécier dans la pratique la qualité du clivage. On distingue sous ce rapport cinq degrés de clivage :

1. Clivage *de haute perfection* (par exemple, dans les micas et les chlorites). Le cristal se clive en feuillets très fins (fig. 22). Il est très difficile d'obtenir une cassure autre que suivant le clivage.

2. Clivage *parfait* (par exemple dans les cristaux de calcite, galène, sel gemme, etc.). Si l'on donne un coup de marteau, il y a toujours des esquilles formées suivant le clivage qui, extérieurement, rappellent beaucoup les cristaux eux-mêmes (fig. 23). Par exemple, en cassant de la galène, on obtient de petits cubes réguliers ; en cassant de la calcite, on a des rhomboèdres réguliers, etc. Il est assez difficile d'obtenir une cassure dans des directions autres que celle du clivage.

3. Clivage *moyen* (par exemple dans les cristaux des feldspaths, des amphiboles, etc.). Sur les fragments des minéraux on peut observer aussi bien les plans de clivages que des fractures irrégulières suivant des directions fortuites.

¹ Parmi les spaths on classe depuis longtemps les minéraux sans éclat métallique et présentant un clivage facile dans plusieurs directions (« spate » en grec veut dire plaque).

4. Clivage *imparfait* (celui de l'apatite, de la cassitérite, du soufre natif, etc.). On le discerne non sans mal, il faut le chercher sur un fragment du minéral. En règle générale, les cassures présentent des surfaces irrégulières.

5. Clivage *très imparfait*, c'est-à-dire que pratiquement il est inexistant (il en est ainsi pour le corindon, l'or, le platine, la magnétite, etc.). Le clivage n'apparaît que dans des cas exceptionnels.



Fig. 24. La cassure conchoïdale de l'obsidienne.

De tels corps ont habituellement une cassure conchoïdale, pareille à celle que l'on observe dans la cassure de scorie ou de verre volcanique — l'obsidienne (fig. 24). Une cassure conchoïdale très fine est propre à de nombreux sulfures. Certains métaux natifs (cuivre, argent, etc.) ont une cassure esquilleuse typique.

Dans les minéraux qui se clivent, les plans de clivage sont orientés différemment suivant le type de structure cristalline : dans les structures coordonnées à liaison ionique, par exemple pour la galène (PbS) et la halite (NaCl), suivant le cube, pour la calcite (CaCO_3), suivant le rhomboèdre ; dans les silicates, dont les complexes anioniques forment des chaînes allongées dans une direction, par exemple les pyroxènes et les amphiboles, suivant le prisme ; dans les silicates s'arrangeant en couches anioniques, tels les micas et les chlorites, suivant le pinacoïde, etc.

Selon les anciennes conceptions (A. Bravais), les plans de clivage sont parallèles aux plans réticulaires dont les distances sont les plus grandes dans le réseau triperiodique. G. Wulff, se basant sur les données de la cristallographie, a démontré que le phénomène de clivage, dans les cristaux à liaisons ioniques, est dû à l'anisotropie des forces de cohésion des éléments structuraux suivant différentes direc-

tions dans les milieux cristallins. C'est ainsi que, dans la structure cristalline de la blende (ZnS), les réseaux plans ioniques les plus éloignés les uns des autres se disposent parallèlement aux faces de l'octaèdre; le clivage selon Bravais devrait donc passer par $\{111\}$. Or, en réalité, le clivage est observé dans la blende parallèlement aux faces du dodécaèdre rhomboédrique $\{110\}$, bien que les distances entre les plans réticulaires y soient moindres. Cela tient à ce que dans le premier cas, les plans réticulaires sont composés d'ions de même nom, mais de charge différente (soit Zn^{2+} , soit S^{2-}), déclenchant des interactions chimiques entre les réseaux plans, tandis que dans le deuxième cas, chaque réseau plan est composé d'ions de zinc et du soufre qui se compensent mutuellement et, par conséquent, malgré une distance plus courte les liaisons entre les plans réticulaires sont moins fortes. Pourtant, le diamant, qui a la même structure cristalline que la blende, mais qui ne comprend que des atomes de carbone, présente un clivage suivant l'octaèdre (autrement dit obéit à la règle de Bravais).

Assez fréquemment une même espèce minérale peut se cliver dans plusieurs directions suivant des plans de clivage de qualités différentes. Par exemple dans les cristaux du gypse (système monoclinique), on observe les clivages suivants: suivant le deuxième pinacoïde $\{010\}$, de haute perfection; suivant le prisme rhomboïdal $\{111\}$, moyen et, suivant le premier pinacoïde $\{100\}$, imparfait. Le nombre des directions de clivage constitue également dans certains cas un critère important d'identification. Ainsi, des minéraux aussi semblables par toute une série de propriétés externes (couleur, dureté, éclat, etc.) que le sont la blende ZnS et la wolframite $(\text{Fe}, \text{Mn})\text{WO}_4$, se distinguent l'un de l'autre par la présence de plusieurs plans de clivage suivant $\{110\}$ dans les cristaux ou les grains de la blende, tandis que dans la wolframite, nous ne trouvons de clivage parfait que suivant $\{010\}$, dans le sens de l'allongement des cristaux ou des grains.

Outre les clivages on peut trouver dans les cristaux des plans de division dus, d'après l'hypothèse de N. Bélov, à des intercalations de matières submicroscopiques étrangères régulièrement orientées le long des plans d'assemblage compact. Contrairement aux clivages, ils ne sont point rigoureusement plans, et ne sont habituellement orientés que dans une seule direction.

Dureté

On entend par dureté ¹ le degré de résistance qu'un minéral donné oppose à une action mécanique externe, en particulier au rayage.

¹ La notion de « dureté d'un corps » n'est point encore nettement établie, malgré les études entreprises en la matière. On distingue les duretés de rayage, de forage, de pression, d'égrisage. Les résultats des applications de toutes ces méthodes démontrent que nous avons affaire à des phénomènes physiques différents de par leur nature.

On utilise couramment dans la pratique minéralogique un moyen très simple de détermination de la dureté : on raie un minéral par un autre ; autrement dit, on établit la dureté relative des minéraux. Pour évaluer cette dureté, on utilise l'échelle de Mohs, représentée par dix minéraux dont chacun raie de son extrémité aiguë tous les précédents.

Les minéraux suivants sont pris comme étalons de cette échelle de dureté dans l'ordre de 1 à 10 :

- | | |
|--|--|
| 1. Talc — $\text{Mg}_3[\text{Si}_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_2$ | 6. Orthose — $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ |
| 2. Gypse — $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ | 7. Quartz — SiO_2 |
| 3. Calcite — CaCO_3 | 8. Topaze — $\text{Al}_2[\text{SiO}_4](\text{F}, \text{OH})_2$ |
| 4. Fluorine — CaF_2 | 9. Corindon — Al_2O_3 |
| 5. Apatite — $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3\text{F}$ | 10. Diamant — C |

On détermine la dureté d'un minéral en établissant quel minéral étalon il raie le dernier. Si, par exemple, le minéral étudié raie l'apatite mais est lui-même rayé par l'orthose, on dit que sa dureté est comprise entre 5 et 6.

Cette méthode simple, quoique grossière de détermination de la dureté des minéraux, est toutefois satisfaisante pour l'identification des minéraux.

Dans la limite des valeurs obtenues par l'échelle de Mohs, pour la plupart des minéraux la dureté reste plus ou moins constante sur différentes faces ou cassures, bien que l'on connaisse des exemples de modification de la dureté en fonction de l'orientation de la rayure. Par exemple pour la disthène (Al_2SiO_5), la dureté est de 4,5 dans le sens de l'allongement, tandis que dans une direction perpendiculaire se situant sur la même face, elle est de 6-7. Aussi n'est-ce point par hasard que ce minéral s'appelle disthène (en grec « di » veut dire de deux manières, « sthenos » — force).

On effectue les déterminations plus précises des duretés des minéraux dans les recherches scientifiques sur des instruments spéciaux appelés scléromètres en utilisant une pointe en diamant ou en acier. Nous ne nous arrêtons pas à ces dispositifs. Nous ne mentionnerons que quelques résultats obtenus au cours de l'étude détaillée des modifications des surfaces des cristaux rayées.

Il a été établi en premier lieu que la dureté des corps cristallins révèle des propriétés vectorielles (anisotropie) ; c'est-à-dire que la dureté n'est pas la même dans les différentes directions du cristal. Cela concerne même les minéraux du système cubique. A titre d'exemple, on a tracé (fig. 25) une courbe de dureté sur la face d'un cube de sel gemme.

Si le plan étudié du cristal est orienté perpendiculairement au plan de clivage, ce plan présente les valeurs de dureté les plus fai-

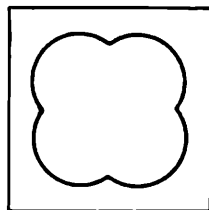


Fig. 25. Courbe (« rose ») de dureté sur la face d'un cube de sel gemme.

bles dans une direction parallèle à la trace du plan de clivage et les valeurs plus élevées dans la direction perpendiculaire.

Du point de vue cristallographique, la dureté des corps cristallins dépend du type de structure et de la solidité de la liaison entre les atomes (ions). Malgré le peu de données rassemblées dans ce domaine, on a établi néanmoins certaines idées très probables.

Pour les corps cristallins à ions, l'analyse de données empiriques montre que la dureté est en gros directement proportionnelle à la densité des structures cristallines. Lorsque les distances entre les ions augmentent dans ce type de composés, la dureté diminue:

	BeO	MgO	CaO	SrO	BaO
Distance AX (en Å)	1,55	2,10	2,40	2,57	2,77
Dureté d'après Mohs	9	6,5	4,5	3,5	3,3

Il a été établi également que pour les composés qui cristallisent dans la même structure et qui ont des distances interioniques voisines, la dureté croît avec l'augmentation de la valence, c'est-à-dire de la charge des ions.

En outre, une grande importance acquiert la coordinence des cations dans les composés. Pour les oxydes et les silicates, la dureté la plus grande revient aux composés des ions dont le rapport $r_c : r_A$ correspond à la limite inférieure de stabilité de l'indice de coordination. La dureté de silicates contenant de l'aluminium hexacoordonné est plus élevée que celle des aluminosilicates (Al tétracoordonné). La présence dans des composés d'ions hydroxyles et d'eau abaisse quelque peu la dureté.

Il importe de signaler que les variétés cryptocristallines, finement poreuses et pulvérulentes de minéraux ont de fausses duretés faibles. Par exemple la dureté de l'hématite (Fe_2O_3) cristallisée est évaluée à 6, et, sous forme d'ocre, elle est inférieure à 1, ce qui indique pratiquement l'absence de cohésion entre les particules dans la masse finement dispersée de l'hématite

Dans l'ensemble, la majorité des composés naturels a des duretés comprises entre 2 et 6. Les minéraux plus durs se rangent parmi les oxydes et les silicates: quartz, SiO_2 (dureté 7); cassitérite, SnO_2 (dureté 6-7); corindon, Al_2O_3 (9); minéraux du groupe du spinelle MgAl_2O_4 (8); topaze (8), béryl (7,5-8), tourmaline (7-7,5), grenats (7 environ), etc.

Fragilité, malléabilité et ductilité, élasticité

Ces propriétés ont une importance secondaire pour l'identification des minéraux, toutefois, pour certains minéraux elles sont très particulières.

On entend par fragilité la propriété du minéral de s'émietter sous la pression, quand on raie sa surface avec la pointe d'un couteau. C'est ainsi que le minéral connu sous le nom de « tétraédrite » devient poussiéreux, autrement dit, il présente une raie mate bordée d'une poudre sombre. La chalcosine, qui lui ressemble extérieurement, laisse dans ce cas une trace lisse brillante, ce qui montre sa capacité à se déformer plastiquement, c'est-à-dire sa malléabilité. Les métaux naturels malléables (cuivre, or, électrum, argent, etc.) font preuve d'un phénomène analogue mais sous une forme plus marquée. La malléabilité de ces métaux se manifeste encore par l'aplatissement de leurs grains en fines lamelles quand ils sont frappés sur l'enclume avec un petit marteau.

Pour des minéraux à structures cristallines lâches le phénomène de plasticité correspond à un glissement consistant en un déplacement parallèle des couches du cristal suivant un ou plusieurs plans (glissements dans le sel gemme). Dans d'autres minéraux, la plasticité s'accompagne d'une hémitropie ou macle mécanique (par exemple dans les cristaux de la calcite).

L'élasticité, c'est-à-dire la propriété de la matière de modifier sa forme sous l'influence des forces déformantes et de la reprendre après que leur action ait disparu, est également particulière à certains minéraux. Les micas, par exemple, possèdent cette propriété, en quoi ils diffèrent des micas dits cassants, qui renferment du calcium et se cassent à la flexion. Les chlorites, qui ressemblent aux micas, ne se cassent pas en cas de forte flexion mais ne reprennent plus leur ancienne position. Les minéraux du groupe de l'asbeste donnent, une fois dissociés, des fibres élastiques très fines que l'on peut tisser. La sélénite, variété fibreuse du gypse, ne possède point cette propriété.

Poids spécifique (densité)

On sait que le poids spécifique des minéraux dépend tout d'abord du poids atomique des atomes ou des ions qui composent la matière cristalline. Les dimensions des rayons ioniques jouent de même un rôle notable, leur augmentation compensant parfois à un tel point l'accroissement du poids atomique que le poids spécifique peut même décroître : par exemple, alors que le poids atomique du potassium est de 1,7 fois supérieur de celui du sodium, le poids spécifique de KCl (1,98) est moins élevé que celui de NaCl (2,17), car le rayon ionique K^+ (1,33) est plus grand que celui de Na^+ (0,98), ce qui se traduit sur le volume de la matière cristalline. En outre, comme nous l'avons indiqué plus haut (cf. Polymorphisme), la

modification, en particulier l'augmentation de l'indice de coordination dans les structures cristallines, aboutit à une réduction du volume, et par suite, à l'accroissement du poids spécifique. Enfin, la diminution de la valence du cation (ou l'augmentation de la valence de l'anion), toutes autres conditions égales, doit aussi s'accompagner d'une augmentation du poids spécifique.

Les poids spécifiques des minéraux varient dans de larges limites: depuis des valeurs se disposant au-dessous de 1 (gaz naturels ¹, bitumes liquides), jusqu'à 23,0 (certaines variétés de minéraux du groupe de l'osmiridium).

La grande majorité des composés organiques naturels, des oxydes et des sels des métaux légers, situés dans la partie supérieure du tableau de Mendéléev, ont des poids spécifiques compris entre 1 et 3,5: ambre, bitumes solides (1,0-1,1), halite — NaCl (2,1-2,5), gypse — $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (2,3), quartz — SiO_2 (2,65), diamant (3,5), etc. Seuls quelques-uns de ces minéraux ont un poids spécifique supérieur; c'est le cas par exemple du corindon et de ses variétés — Al_2O_3 (4,0). Parmi les sulfates, on note particulièrement la barytine — BaSO_4 (4,3-4,7), dont le nom fait image (« baros » en grec — poids).

Les composés des métaux lourds typiques, occupant la partie inférieure du tableau de Mendéléev, ont des poids spécifiques moyens de 3,6 à 9. Exemples: sidérite — FeCO_3 (3,9), blende — ZnS (4,0), pyrite — FeS_2 (5,0), magnétite — FeFe_2O_4 (4,9-5,2), hématisite — Fe_2O_3 (5,0-5,2), anglésite — PbSO_4 (6,4), cérusite — PbCO_3 (6,5), cassitérite — SnO_2 (7,0), galène — PbS (7,5), cinabre — HgS (8,0), uraninite — UO_2 (8-10).

Les métaux lourds naturels suivants ont le poids spécifique le plus élevé: cuivre (8,9), bismuth (9,7), argent (10-11), mercure (13,6), or (15-19), les minéraux du groupe du platine natif (14-20) et les minéraux du groupe de l'iridium et de l'osmiridium (17-23).

On détermine les poids spécifiques des minéraux par deux procédés essentiels: 1) par la méthode de déplacement d'un liquide dans lequel on immerge l'échantillon posé et l'on mesure le volume de l'eau évacué hors du récipient; et 2) par la détermination de la perte de poids du minéral immergé dans l'eau (on divise le poids absolu de l'échantillon par sa perte de poids dans l'eau). Le poids spécifique de petits grains d'un minéral est déterminé à l'aide du picnomètre, ou avec des liqueurs denses et la balance de Westphall.

Des oscillations importantes du poids spécifique s'observent assez rarement pour un même minéral et, en dehors de l'isomorphisme, elles sont dues généralement à de très fines inclusions de minéraux étrangers, y compris des bulles de gaz ou de liquides.

Les différences de poids spécifiques des minéraux sont largement utilisées pour la concentration des minerais par différentes méthodes de gravité, afin de séparer les éléments de gîtes minéraux non métal-

¹ Les p. sp. des gaz naturels sont déterminés par rapport à l'air.

lifères (quartz, calcite, barytine, etc.) des minéraux métalliques (galène, blende, cassitérite, etc.). Cette opération permet d'obtenir des concentrés dont la teneur en minéraux utiles est élevée.

Magnétisme

Il y a très peu de minéraux possédant des propriétés magnétiques bien marquées. Les minéraux ayant de faibles propriétés paramagnétiques sont facilement attirés par un aimant (variétés pauvres en

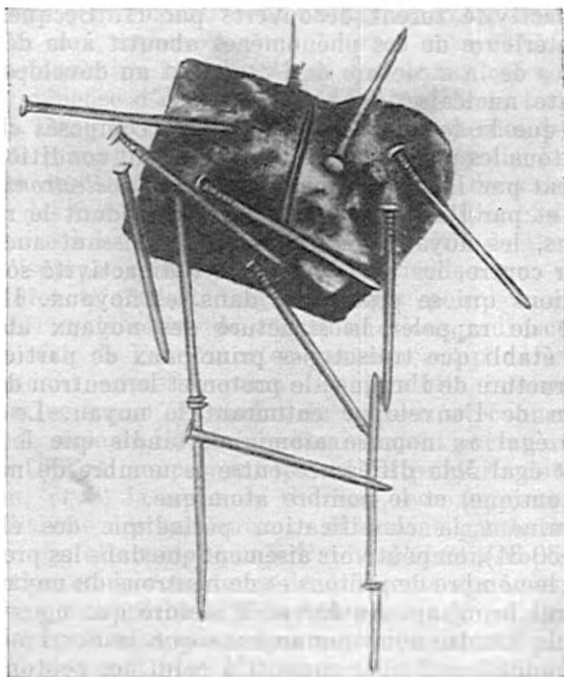


Fig. 26. Attraction des clous en fer par une magnétite.

soufre de pyrrhotine). Mais il existe également des minéraux qui sont eux-mêmes des aimants, ils sont ferromagnétiques et attirent vers eux de la limaille de fer, des épingles, des clous (fig. 26). La magnétite, le ferromagnétique, certaines variétés de ferroplatine possèdent cette propriété. Enfin, on connaît des minéraux diamagnétiques qui sont repoussés par un aimant (le bismuth naturel).

Comme il y a peu de minéraux ayant des propriétés magnétiques, ce critère a une grande importance diagnostique. L'essai magnétique s'effectue au moyen d'une aiguille aimantée en rotation sur son axe, en approchant de ses extrémités l'échantillon étudié.

Une assez grande quantité de minéraux possède un magnétisme trop faible pour que l'on puisse le déceler au moyen d'une aiguille aimantée. Ceux-ci sont séparés en fractions au moyen d'un électro-aimant, lorsqu'on fait une étude en frottis des minéraux lourds obtenus par lavage.

Radioactivité

Tout à fait à la fin de la classification périodique des éléments de Mendéléév on trouve le groupe des éléments radioactifs : uranium et radium qui présentent un intérêt tout particulier. Les phénomènes de la radioactivité furent découverts par H. Becquerel en 1896. L'étude postérieure de ces phénomènes aboutit à la découverte des lois générales de la structure de l'atome et au développement de la physique dite nucléaire.

On sait que la formation des ions, des composés chimiques et, en général, tous les phénomènes chimiques sont conditionnés presque exclusivement par la configuration des *couches électroniques externes* des atomes et par l'énergie qui se dégage pendant le regroupement des électrons, les noyaux des atomes ne subissant aucune désintégration. Par contre, les phénomènes de radioactivité sont liés à des transformations qui se produisent dans les noyaux. Il importe en conséquence de rappeler la structure des noyaux atomiques.

Il a été établi que trois types principaux de particules participent à la structure de l'atome : le proton et le neutron dans le noyau et l'électron de l'enveloppe entourant le noyau. Le nombre des protons est égal au nombre atomique, tandis que le nombre des neutrons est égal à la différence entre le nombre de masse (proche du poids atomique) et le nombre atomique.

En examinant la classification périodique des éléments (tableau 1, pp. 30-31), on peut voir aisément que dans les premières séries d'éléments, le nombre de protons et de neutrons du noyau de l'atome est en général le même. Au fur et à mesure que nous passons aux éléments plus lourds, nous remarquons que le nombre de neutrons augmente graduellement par rapport à celui des protons (il doit en être ainsi pour aboutir à un minimum d'énergie et, par conséquent, à la stabilité du noyau). Dans la dernière série on observe un très fort surplus de neutrons par rapport aux protons. Par exemple le noyau de l'uranium lourd U^{238} contient 92 protons et 146 neutrons ($238 - 92$), tandis que le noyau de l'isotope U^{235} contient trois neutrons de moins (pour le même nombre de protons).

Ces derniers éléments du système périodique ont des noyaux atomiques qui ne sont pas tout à fait stables. Pour de tels éléments, les phénomènes dits de désintégration radioactive sont très caractéristiques. Ils se manifestent par des *émissions continues* :

1) de particules α , c'est-à-dire des noyaux d'atomes d'hélium qui ont pour nombre atomique 2 et pour nombre de masse 4. Ces particules sont projetées avec une vitesse énorme et elles ionisent

l'air, c'est-à-dire le rendent conducteur d'électricité; l'émission de ces particules aboutit à ce que les atomes d'un élément donné se transforment petit à petit en atomes d'éléments plus légers; le nombre atomique, avec la fuite de chaque particule, diminue de 2 et la masse de 4 unités;

2) de particules β de même signe que des électrons, l'émission d'une telle particule aboutit naturellement à l'*augmentation de la charge* du noyau d'une unité (le nombre de masse se conservant); par conséquent, le nombre atomique du produit de transformation augmente également d'une unité;

3) de rayons γ qui constituent un rayonnement électromagnétique semblable aux rayons X.

Cette transformation ininterrompue des atomes qui s'accompagne d'une grande dépense d'énergie ne dépend pas de la température et de la pression. Les produits finaux formés à la suite des rayonnements successifs α et β sont des isotopes stables du plomb. La vitesse de désintégration des atomes intermédiaires oscille dans de très larges limites entre des fractions de seconde et des milliards d'années. Le temps nécessaire à la désintégration de la moitié de l'ensemble des atomes de l'isotope donné s'appelle « période » ou demi-vie de l'élément radioactif. C'est une constante pour chaque isotope.

On a établi trois séries de transformations radioactives consécutives: 1) la série de l'uranium en commençant par l'uranium U^{238} (fig. 27), pendant laquelle, parmi les produits intermédiaires de désintégration, se forme également du radium avec une période de 1 600 ans; 2) la série de l'actinium commençant par un autre isotope de l'uranium U^{235} et comprenant parmi les produits intermédiaires de l'actinium, et 3) la série du thorium, commençant par Th^{232} .

La radioactivité des minéraux se détermine par le degré d'ionisation de l'air qu'elle provoque à l'aide d'électroscopes, de chambres d'ionisation et de compteurs de différents systèmes. Les minéraux uranifères susceptibles d'émettre des rayons chimiquement actifs exercent également une action marquée sur une plaque photographique. On s'en sert pour obtenir ce que l'on désigne par radiogramme. Dans ce but, l'échantillon de minerai poli est placé sur une plaque photographique dans une chambre noire ou dans une boîte à développement pour un temps déterminé. Les rayons actifs provoquent alors des réactions chimiques sur la couche photosensible. Après le développement les secteurs de fort noircissement décèleront la présence de minéraux uranifères. Sur l'image positive de ce radiogramme, c'est-à-dire sur du papier photographique, les parties en clair correspondront aux minéraux riches en éléments radioactifs, les parties noires aux minéraux qui n'en renferment pas.

On se sert de ce phénomène de radioactivité, dont l'activité s'étale sur des périodes énormes de temps, pour déterminer l'âge géologique absolu de différentes roches, dans lesquelles se sont formés dans le passé des minéraux radioactifs. Cette datation est

possible, avant tout, parce que la vitesse de désintégration de chaque matière radioactive est non seulement constante, mais ne dépend ni de la température ni des réactions chimiques qui se produisent.

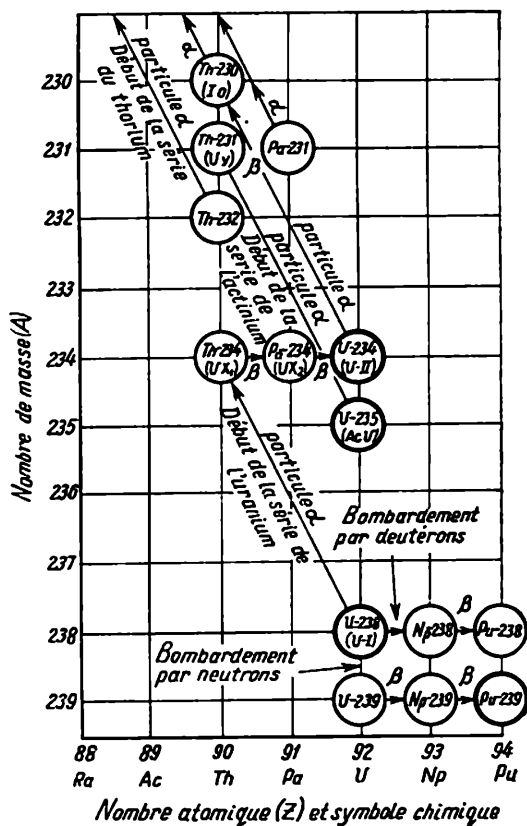


Fig. 27. Les secteurs initiaux des trois rangées de transformations naturelles radioactives et les éléments obtenus artificiellement au-delà de l'uranium — le neptunium et le plutonium.

Un deuxième fait important est la teneur en produits finaux de désintégration (hélium et plomb) qui se trouve être en liaison directe avec le temps écoulé depuis le moment où se sont formés les minéraux radioactifs.

Autres propriétés des minéraux

Parmi les nombreuses autres propriétés des minéraux (conductivité thermique et électrique, propriétés pyro-électriques et piézo-électriques, celles de détection, de fusibilité, de solubilité, etc.), nous n'indiquerons que celles qui ont une valeur pour l'identifica-

tion, en ce que dans certains cas, elles aident à déterminer le minéral ou permettent de vérifier la détermination effectuée. Nous mentionnerons également les propriétés dont se servent les mineurs.

L'étude de propriétés telles que la *solubilité*, la *fusibilité*, la *coloration de la flamme* ou de *perles de borax*, etc., exigent une installation spéciale. Ces propriétés sont examinées en détail dans les manuels spécialisés, aussi nous ne nous en occuperons pas ici. Nous indiquerons quelques autres propriétés des minéraux, dont se servent parfois les prospecteurs, les mineurs et les géologues, au cours de la recherche ou de la reconnaissance de gîtes minéraux.

L'*odeur* émanant de certains minéraux en cas de choc ou de cassure révèle parfois la présence de certains éléments dans le minerai. Par exemple, l'arsenic natif, l'arsénopyrite (FeAsS) et d'autres arséniures de métaux répandent, s'ils subissent un choc brutal, une « odeur d'arsenic » alliée, caractéristique, qui se fait mieux sentir si on les chauffe en les passant au feu. Les gaz du pétrole contiennent fréquemment de l'hydrogène sulfuré, également d'odeur particulière. Cette même propriété permet de reconnaître les sources à eaux sulfurées. Parfois, les filons de quartz, auxquels peuvent être liés des minéraux de métaux rares, émettent, lorsqu'on les fracture, une odeur désagréable très particulière, ce qui peut constituer quelquefois un indice déterminant dans la pratique minière. On décele des « odeurs d'argile » dans une série de minerais, etc.

Certains minéraux, surtout en masses poudreuses, peuvent être aisément reconnus *au toucher*. Par exemple, le talc, bien connu, paraît onctueux au toucher, en quoi il diffère de la pyrophyllite qui lui ressemble. De même les variétés poudreuses de la jarosite — $\text{KFe}_3[\text{SO}_4]_2[\text{OH}]_6$ — donnent triturées entre les doigts une sensation onctueuse de matière graissante, ce qui différencie la jarosite ressemblant par la couleur à des masses ocreuses de la limonite $\text{HFeO}_2 \cdot aq$ qui manipulés de même paraissent durs, sableuses.

Pour déterminer la qualité de certains minéraux utilisés pour la nourriture, on a recours au goût ; par exemple, dans les recherches et la prospection du sel gemme, d'eaux artésiennes potables, etc.

Enfin, une certaine aide, surtout dans la pratique minière, peuvent fournir les phénomènes *acoustiques*. Les piqueurs possèdent fréquemment en cette matière une habileté de virtuoses. On sait, par exemple, que les masses de cérusites (PbCO_3), émettent en tombant sur le sol un son analogue à celui du verre qui tombe. De même dans les chantiers des roches et des minerais différents par leur résistance émettent frappés par les outils des sons bien distincts, auxquels seule une longue pratique peut habituer les observateurs.

Ainsi, comme nous le voyons, différents organes de nos sens peuvent participer au diagnostic des minéraux sur le terrain : la vue, le toucher, l'odorat, le goût et l'ouïe. La vue joue, certes, un rôle exceptionnel ainsi que la mémoire visuelle qui se développe avec l'expérience.

DES MÉTHODES DE RECHERCHES DÉTAILLÉES EN MINÉRALOGIE

C'est sur la base de cristaux plus ou moins volumineux ou de masses minérales homogènes qu'on est obligé de déterminer par des méthodes simples les minéraux contenus dans l'écorce terrestre. On a recours généralement à des critères *externes* des minéraux décrits au chapitre précédent. De nombreux minéraux, surtout ceux qui contiennent des métaux utiles à l'industrie, exigent des études complémentaires au *chalumeau*, et des réactions *chimiques qualitatives* élémentaires, décrites dans des catalogues spéciaux.

On ne peut toutefois identifier avec certitude par des méthodes courantes des minéraux que l'on ne trouve que rarement, et qui ne peuvent être décelés que par des études minéralogiques systématiques; il faut alors appliquer des méthodes plus perfectionnées. La nécessité de ces recherches détaillées s'impose dans tous les cas où l'on a besoin de connaître plus à fond la composition des corps naturels : 1) lors de l'étude pétrographique des roches, nécessaire pour des levés géologiques; 2) quand on veut mettre en exploitation un nouveau gisement, et que l'on doit en conséquence étudier la composition des minerais, afin de résoudre les problèmes soulevés par l'utilisation de tous les constituants du gîte minéral ; 3) lors de recherches spéciales dans les régions suscitant un intérêt minéralogique particulier ; 4) lorsque des problèmes de géochimie se trouvent posés qui nécessitent des études approfondies d'une matière minérale, etc.

Dans l'étude détaillée des minéraux, on utilise habituellement, lorsque c'est nécessaire, les techniques suivantes : cristallographie, rayons X, optique cristalline, analyse thermique, analyse chimique couplée avec l'analyse spectrale et parfois l'analyse spectrographique aux rayons X, etc. Toutes ces méthodes sont exposées en détail dans les manuels spéciaux. Nous n'allons que les résumer ici, en indiquant des cas d'application.

L'analyse cristallochimique, élaborée par le savant soviétique E. Fédorov, peut être utilisée quand on a affaire à des cristaux. L'essentiel de cette analyse, en dehors de la mesure des angles entre les faces, consiste en la détermination de la structure intime des cristaux d'après leurs formes externes, pour autant que les faces les plus développées et trouvées le plus fréquemment, correspondent habituellement aux plans de densité maximale des mailles élémentaires. On arrive ainsi non seulement à établir le système et le type de symétrie de cristaux, mais encore à déterminer la composition du minéral.

Un ouvrage monumental a été rédigé par E. Fédorov : *L'empire des cristaux* (1920), dans lequel est donné un inventaire des cristaux d'après leur analyse cristallochimique.

L'analyse aux rayons X¹ utilisée pour déterminer la nature de la substance par confrontation des radiogrammes ; elle peut être effectuée par diverses méthodes dont les plus employées sont : la méthode du cristal tournant de Bragg (Poliani), celle du goniomètre (Weissenberg) et la méthode de la poudre de Debye — Scherrer.

Les deux premières méthodes sont utilisées dans le cas de cristaux uniques. On entend par méthode du cristal tournant l'obtention d'un diagramme du cristal qui en tournant reçoit un faisceau monochromatique de rayons X. Dans la méthode de Laue au contraire le cristal est fixe et il est frappé par tout le spectre de rayonnements émis par un tube à rayons X. Des exemples de radiogrammes sont donnés sur la figure 28. Dans la méthode plus largement utilisée de Weissenberg, outre la rotation du cristal, on communique également au film cylindrique un mouvement de translation parallèle à l'axe de rotation du cristal, c'est-à-dire perpendiculairement aux rayons X. L'aspect des diagrammes obtenus par la méthode de Weissenberg est très particulier, par la répartition des taches d'interférence le long de courbes (fig. 28) ils permettent d'effectuer de façon relativement aisée le calcul des indices (par une méthode géométrique).

La méthode de Debye — Scherrer possède l'important avantage de permettre l'étude d'agrégats d'un minéral, y compris les substances *cryptocristallines* et *finement dispersées* ; aussi est-elle largement utilisée dans la pratique par les minéralogistes pour le diagnostic. Ce type de roentgenogramme appelé aussi diagramme photographique de Debye² (fig. 29) s'obtient, dans une chambre spéciale, sur une bande de pellicule photosensible ; on y voit après développement des courbes d'intensité différente (parties des anneaux obtenus avec les cônes du rayonnement X, réfléchi par les plans de grandes densités réticulaires sur les fragments cristallins de la ma-

¹ Qu'il ne faut pas confondre avec l'analyse radiocristallographique qui a pour but l'étude de la structure cristalline de la matière.

² « Debyogramme » moins usité en France où ces diagrammes sont dits de Debye — Scherrer. (N.d.T.)

tière pulvérisée. En comparant un diagramme de Debye — Scherrer (intensités des arcs et distances interréticulaires calculées) avec les spectres de Debye d'autres substances connues, auxquelles ressemble par les indices externes la substance étudiée, on peut déterminer exactement un minéral donné, sur la base des résultats de

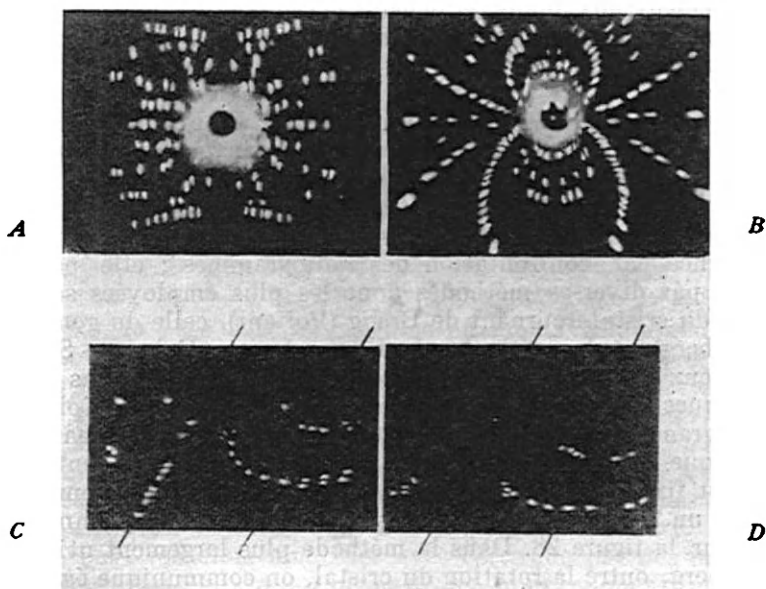


Fig. 28. En haut, à gauche (A) on voit un radiogramme, obtenu en frappant par des rayons X monochromatiques un cristal en rotation. A droite (B), on a le diagramme de Laue, obtenu avec un faisceau à rayonnements de longueurs d'onde différentes émis par un tube à rayons X qui tombe sur un cristal fixe. En bas, on a représenté des diagrammes obtenus suivant la méthode de Weissenberg (pour la fuchsite). (C) — répartition des taches suivant la raie zéro ($h0l$) et (D) — la répartition suivant la première raie ($h1l$).

recherches spectrales et au moins quelques constantes optiques. Cette méthode présente encore l'avantage de ne point nécessiter plus de 5 mm³ de matière broyée pour l'obtention du spectre de poudre. C'est important, surtout quand on ne dispose pas d'une substance en quantité suffisante pour une analyse chimique complète. Pourtant, il y a lieu de remarquer que les matières très finement dispersées donnent des diagrammes peu nets, voilés ; et les corps amorphes (au sens propre du terme) ne montrent en général aucune réflexion des rayons X.

En connexion avec ce qui précède, nous mentionnerons encore l'étude au microscope électronique possible pour des pellicules extrêmement minces, de quelques millimicrons d'épaisseur, ou de masses

colloïdales très finement dispersées. Cette méthode est basée sur la propriété des électrons de se disperser lorsqu'ils rencontrent des atomes disposés régulièrement ; c'est analogue à ce qui se passe avec les rayons X. La différence consiste en ce que les r

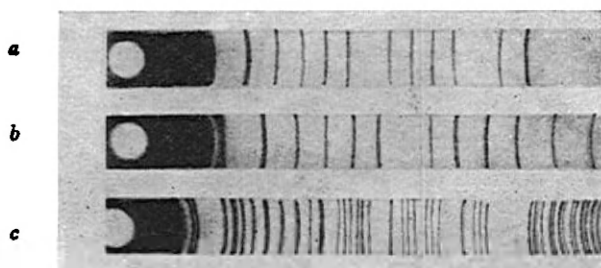


Fig. 29. Diagrammes de Debye — Scherrer
(a) de la sylvine (KCl) ; (b) de la halite (NaCl) ; (c) du quartz (SiO_2).

pénètrent à l'intérieur de la matière cristalline, tandis que le faisceau électronique ne s'enfonce que jusqu'à une profondeur de 0,01 μ seulement (un cent millièmètre de millièmètre). Les diagrammes obtenus par cette méthode ont le même aspect que ceux de Debye — Scherrer.

Observation microscopique des propriétés optiques des cristaux. Elle consiste en la détermination, à l'aide d'un microscope, de différentes constantes optiques, propres au minéral étudié.

Les minéraux *transparents* de roches et de minerais sont étudiés en lames minces (environ 0,02 mm d'épaisseur) ou en poudre. Parmi les constantes à déterminer pour un minéral, figurent : l'indice de réfraction N (pour les minéraux optiquement isotropes), ou les principaux indices de réfraction N_g , N_m et N_p (pour les minéraux anisotropes), déterminés à l'aide de liquides d'indices spécialement choisis, ou pour plus de précision, à l'aide du microréfractomètre ; la biréfringence $N_g - N_p$, le signe optique (pour les minéraux anisotropes), l'angle des axes optiques $2V$ (pour les minéraux anisotropes biaxes), etc. Cette méthode de détermination des minéraux transparents, au microscope polarisant en *lumière traversante*, a acquis ces derniers temps un haut degré de perfection, surtout pour les plagioclases, dont la méthode d'identification sur la platine universelle élaborée par Fédorov (fig. 30) a été complétée par A. Zavaritski. Même des grains cristallins extrêmement fins (de quelques centièmes de millièmètre de diamètre), observés dans des plaques minces sous forme d'inclusions, peuvent être déterminés par cette méthode dont c'est le grand avantage. Des catalogues spéciaux avec tables facilitant la détermination des minéraux transparents au microscope ont été mis au point. Ils sont très utilisés en pétrographie pour l'étude microscopique des roches. L'emploi de cette méthode nécessite

une bonne connaissance du travail au microscope et l'assimilation de certains procédés spéciaux.

Les minéraux *opaques*, qui entrent en général dans la composition des minerais de gîtes métallifères, ou que l'on trouve sous forme

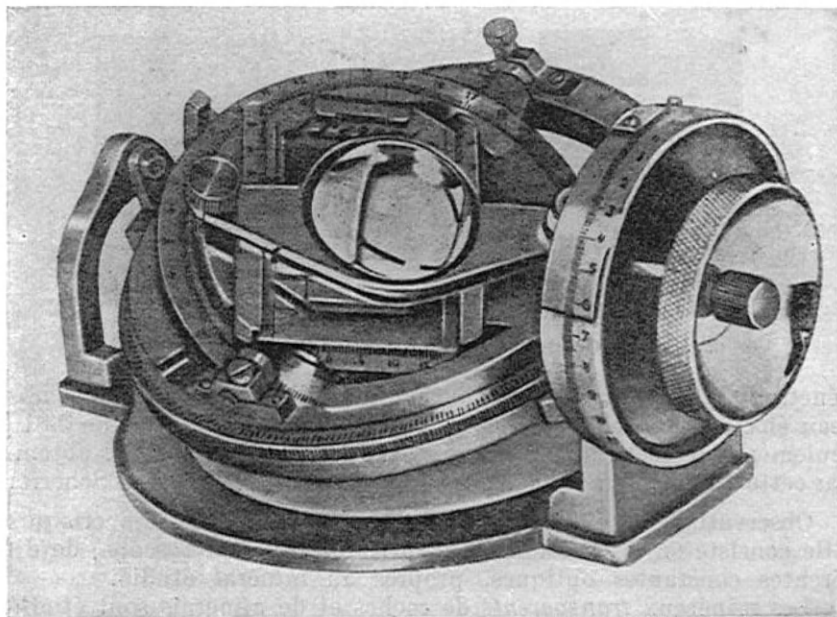


Fig. 30. Platine universelle de Fédorov.

d'inclusions dans les roches, sont étudiés en sections polies en *lumière réfléchie*, au microscope, à l'aide d'un illuminateur spécial appelé *ultropak*¹. Parmi les constantes optiques figurent : le pouvoir réflecteur R (propriété du minéral de réfléchir une certaine quantité de lumière incidente, mesurée à l'aide d'un oculaire micrométrique ou d'un photo-élément) ; pour les minéraux biaxes optiquement anisotropes, les principaux pouvoirs réflecteurs sont R_g , R_m et R_p , et $R_g - R_p$ pour la biréflectance, etc. On n'a pas encore élaboré de méthode pour déterminer les constantes des minéraux anisotropes, surtout biaxes. Toutefois, la détermination du pouvoir réflecteur combiné à d'autres caractères des minéraux étudiés au microscope (dureté, couleur, comportement vis-à-vis des réactifs, etc.) rend de grands services dans l'étude des minerais au microscope en lumière réfléchie. De cette manière, on peut dans des nombreux

¹ Mis au point sous ce nom par Leitz. (N.d T.).

cas déterminer des inclusions même minimes dans des minerais métalliques, de dimensions de l'ordre du millième de millimètre.

L'analyse thermique, introduite dans la pratique des recherches par l'académicien soviétique N. Kournakov, consiste à obtenir des courbes d'échauffement (ou de refroidissement) de la substance, permettant de déterminer les effets endothermiques et exothermiques en liaison avec des transformations physiques et chimiques que

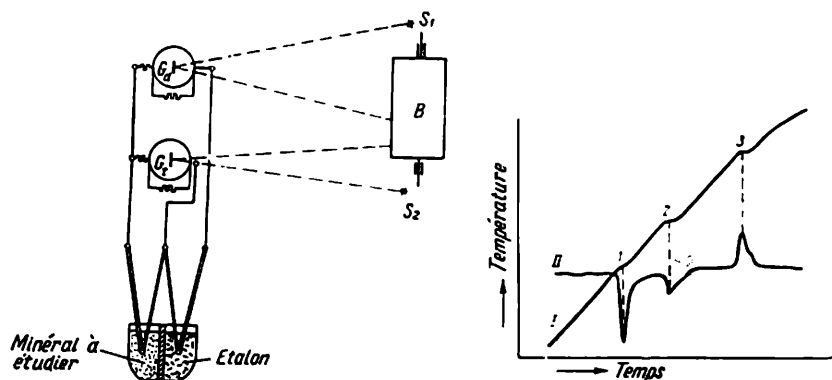


Fig. 31. A gauche: schéma d'enregistrement de courbes d'échauffement directes et différentielles à l'aide d'un pyromètre inscripteur élaboré par le constructeur soviétique N. Kournakov:

S_1 et S_2 — sources lumineuses ; B — cylindre enregistreur ; G_d et G_l — galvanomètres des couples thermoélectriques, différentiel et simple. La ligne grasse continue indique le fil en platine rhodié ; la ligne double, le fil de platine ; la ligne mince, le fil de cuivre. A droite : I — enregistrement par couple thermoélectrique simple ; II — enregistrement par couple thermoélectrique différentiel.

provoque dans la substance étudiée une élévation de la température (perte d'eau, oxydation, réduction, passage à une autre variété polymorphe, etc.).

L'établissement des courbes d'échauffement s'effectue habituellement de façon automatique, à l'aide d'un pyromètre enregistreur relié à un couple thermoélectrique combiné (simple ou différentiel), placé dans un creuset, séparé en deux parties par une cloison spéciale (fig. 31, à gauche). Dans l'une on place le minéral étudié, pulvérisé ; dans l'autre, une substance-étalon inerte (MgO , Al_2O_3 , etc.). Sur chacun des deux circuits sont branchés des galvanomètres à miroirs (G_l et G_d) dont chacun envoie un faisceau lumineux sur une feuille de papier photographique sensible, recouvrant un cylindre B^1 , tournant lentement grâce à un mécanisme d'horlogerie.

Durant l'échauffement, le galvanomètre du couple thermoélectrique simple enregistre, sur le papier sensible, la trajectoire de la

¹ L'enregistrement s'effectue en chambre noire: les résultats enregistrés sont développés comme des épreuves photographiques ordinaires.

courbe thermique (fig. 31, à droite, courbe *I*) ; sur cette courbe, s'il y a transformation de la substance chauffée, sont enregistrées des ruptures de pentes locales (*I*), ou des paliers horizontaux (*2*), qui traduisent des effets endothermiques (avec absorption de chaleur), ou des bonds vers le haut (*3*), qui attestent des effets exothermiques (avec dégagement de chaleur) se déroulant dans la substance étudiée du fait de l'échauffement. Le galvanomètre, inclus dans le circuit du couple thermoélectrique différentiel, enregistre seulement la différence entre les deux forces thermoélectromotrices, c'est-à-dire la différence des températures de l'étalon inerte et de la substance à étudier durant leur échauffement simultané. En conséquence, la courbe d'enregistrement différentiel (fig. 31, à droite, courbe *II*), montre des crochets plus accentués dirigés vers le bas (effets endothermiques) et vers le haut (effets exothermiques), qui indiquent nettement les transformations que subit la substance étudiée. C'est là le sens de l'analyse thermique différentielle par échauffement ou refroidissement.

Dans la pratique minéralogique, cette méthode est utilisée habituellement pour l'étude des substances cryptocristallines et finement dispersées dont l'identification optique (ou par d'autres moyens) est difficile. Pour toute une série d'espèces minérales (kaolins, hydrates d'alumine, hydroxydes de fer, carbonates, chlorites, etc.), on obtient des courbes d'échauffement typiques qui facilitent le diagnostic des minéraux.

Il y a lieu de remarquer que le nombre de minéraux pour lesquels on peut obtenir par la méthode de l'analyse thermique différentielle des données présentant une importance pour le diagnostic, représente un pourcentage relativement faible du nombre des minéraux connus dans la nature. Parmi ces minéraux figurent surtout les composés chimiques contenant de l'eau, des hydroxyles et de l'acide carbonique. De plus, on ne peut définir par cette méthode que la nature de la matière principale de la substance étudiée. Les admixtions mécaniques, qui nous intéressent dans la plupart des cas dans les masses minérales étudiées, ne peuvent être, à quelques exceptions près, titrées si leurs teneurs sont inférieures à 5-10 %.

D'autre part, dans nombre de cas, l'étude des substances minérales nécessite une connaissance plus approfondie de leurs propriétés, surtout quand ces matières acquièrent une importance pratique. Il importe parfois de connaître exactement le comportement de la substance considérée pendant l'échauffement. Pour cela les seules courbes d'échauffement sont insuffisantes. Les produits obtenus, à la suite de chaque transformation notée de la substance, nécessitent une analyse chimique, l'étude des propriétés optiques et l'étude aux rayons X.

Il importe de connaître exactement les températures auxquelles s'effectuent ces transformations. Il a été établi que les diagrammes ne satisfont pas toujours à cette dernière exigence : l'enregistrement

de ces transformations par les appareils enregistreurs est généralement en retard, la différence atteignant 60 à 100 ° et même davantage. De ce point de vue, les minéraux contenant de l'eau et l'ion hydroxyle fournissent lors de l'échauffement des données bien plus exactes par leurs *courbes de déshydratation*. Dans ce but, la substance à étudier, 1 à 2 grammes au moins, préalablement pesée avec un creuset en platine, est maintenue dans un four électrique à des températures successives (déterminées avec des intervalles de 50° habituellement), jusqu'à ce que la perte en poids, par rapport à la pesée précédente, ne soit pas inférieure à 0,03-0,05 % ; et ce n'est qu'après que l'on élève la température du four à l'échelon suivant. Les courbes de perte en eau ainsi obtenues indiquent clairement à quelles températures ont lieu les transformations du produit.

Sur la figure 32, on a présenté deux courbes de déshydratation : celle de la kaolinite — $\text{Al}_2[\text{Si}_2\text{O}_5]_2[\text{OH}]_4$ et celle de la halloysite — $\text{Al}_2[\text{Si}_2\text{O}_5]_2[\text{OH}]_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Alors que pour la kaolinite (courbe I), qui ne contient pas d'eau mais seulement des groupes hydroxyles OH, de fortes modifications ont lieu dans l'intervalle des températures compris entre 500 et 550°, pour la halloysite (courbe II), les molécules de l'eau de cristallisation se dégagent jusqu'à 150° (première inflexion de la courbe), tandis que les groupes hydroxyles se dégagent à la température de 450-500 ° (deuxième inflexion importante de la courbe vers le haut). Comme le montre l'étude aux rayons X, la perte des ions hydroxyles s'accompagne d'une désagrégation des réseaux de ces minéraux, l'indice de réfraction diminuant fortement.

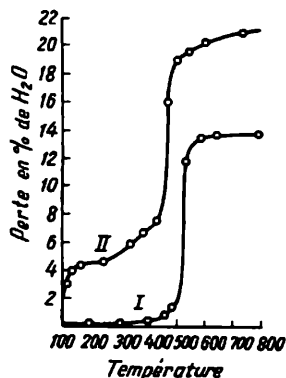


Fig. 32. Courbes de déshydratation de la kaolinite (I) et de la halloysite (II).

L'analyse chimique comporte un travail relativement important et ce mode de recherches revient cher. Aussi n'a-t-on recours aux analyses chimiques complètes que lorsqu'on a des raisons d'escompter la découverte d'une nouvelle variété ou d'un nouveau minéral se distinguant par différentes propriétés des minéraux connus ; ou quand il est impossible de trancher autrement d'une variété minérale de composition variable ; ou encore dans des cas où le minéral fait partie de composés rares, pour lesquels on ne connaît qu'une quantité limitée d'analyses complètes, etc.

La quantité de substance pure, c'est-à-dire libérée d'impuretés, nécessaire pour une analyse chimique complète, doit être au minimum de 1 à 2 g, ce qui n'est pas toujours réalisable surtout pour des petits cristaux ou granules de minéraux disséminés dans une roche ou un minerai.

Si l'on trouve le minéral à étudier sous forme de petites géodes dans des cavités, on prélève d'abord une quantité par un moyen quelconque, par exemple à l'aide d'une aiguille montée en acier. On trie soigneusement la masse ainsi obtenue sous une loupe binoculaire, à l'aide de la même aiguille, de façon à recueillir la quantité nécessaire du minéral qui nous intéresse pour l'analyse chimique et les autres genres d'étude. Si le minéral est observé sous forme d'inclusions, dans la roche, en quantités notables, on procède au broyage de l'ensemble de la roche, en faisant passer chaque fois ce qui est broyé par un tamis à mailles de 0,5, 1 mm ou plus (en fonction des dimensions des grains du minéral disséminé). Le triage du minéral s'effectue également sous une loupe binoculaire.

Lorsqu'il s'agit d'un minéral accessoire, c'est-à-dire très rarement présent dans la roche, il faut en préparer un concentré par un moyen mécanique. On utilise alors soit la différence de poids spécifiques des minéraux (méthodes par gravité), ou de propriétés magnétiques (méthodes magnétiques de séparation), ou bien on applique des méthodes de flottation, des méthodes électrostatiques, etc.

Parmi les nombreuses méthodes de concentration par gravité la plus simple est la séparation des grains des minéraux dans des liquides lourds ou visqueux (iodure de méthylène, bromoforme, etc.). Pour de grandes quantités, les appareils de classement hydrauliques de laboratoire sont tout indiqués, avec un jet d'eau en spirale montante dans un tube cylindrique en verre, ainsi que de petites platines ou tables d'épuration de laboratoire. Pour travailler sur ces appareils, le matériel broyé doit être préalablement classé en classes granulométriques, à l'aide de tamis spécialement choisis. On peut atteindre le même but pour les minéraux lourds, mais en opérant d'une façon plus grossière, par lavage de la matière broyée dans un auget ou une batée.

Quand on est amené à étudier la composition de masses terreuses finement dispersées, on procède à la lévigation dans des bocalux de verre, ou à la séparation en fractions d'après les poids spécifiques, à l'aide d'une centrifugeuse, dans les milieux liquides ou visqueux.

La substance préparée pour l'analyse chimique doit d'abord être soumise à l'analyse spectrale, à moins que l'on y ait procédé antérieurement. Cette analyse est nécessaire afin de connaître en gros les éléments chimiques contenus dans l'échantillon et ceux d'entre eux qui peuvent être déterminés par l'analyse chimique. Notons que ces déterminations s'effectuent rapidement à l'aide du spectrographe, avec des rapports quantitatifs pour les éléments. Il est important de posséder ces renseignements avant de commencer l'analyse chimique.

Les données de l'analyse chimique complète, exprimées en pourcentage en poids, doivent être réévaluées en quantités atomiques. (ou moléculaires) afin de pouvoir déduire la formule chimique du minéral. Dans ce but, les poids en pour cent de chaque élément (ou

de son oxyde) sont divisés par son poids atomique (ou le poids moléculaire de l'oxyde) ¹. Les chiffres obtenus doivent indiquer le rapport qui existe entre les éléments donnés (ou leurs oxydes) qui entrent dans le minéral. Il importe d'indiquer que les rapports des constituants, calculés d'après les données des analyses chimiques, ne sont jamais des multiples exacts, en raison de la précision insuffisante des analyses ou pour d'autres causes. Nous allons illustrer cela par deux exemples :

1) Résultats de l'analyse chimique de la bournonite des monts Nagolny:

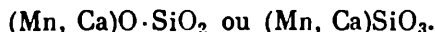
	% en poids	Poids atomique	Quantité d'atomes	Rapport
Pb . . .	42,75 . . .	207,2 . . .	0,204 . . .	1
Cu . . .	12,77 . . .	63,6 . . .	0,201 . . .	1
Sb . . .	24,76 . . .	121,8 . . .	0,206 . . .	1
S . . .	19,40 . . .	32,0 . . .	0,606 . . .	3
Total = 99,68				

Ainsi, la formule chimique du minéral doit s'exprimer sous la forme PbCuSbS_3 .

2) Résultats de l'analyse de la rhodonite du gisement de Kyzyl-Tach (Oural du Sud):

	% en poids	Poids moléculaire	Quantité de molécules	Rapport
SiO ₂	46,06	60,1	0,767	1
Al ₂ O ₃	0,11	101,9	0,001	—
Fe ₂ O ₃	nul	—	—	—
FeO	1,83	71,8	0,025	0,772
MnO	44,76	70,9	0,630	
CaO	6,59	56,1	0,117	
Total = 99,35				

On peut exprimer la formule chimique de ce minéral sous l'aspect suivant:



Il arrive que l'on ne puisse pas prélever pour l'analyse chimique le minéral tout à fait pur de toute adjonction. Si la quantité des impuretés est faible et si l'on en a déterminé la nature minéralogique, on doit alors calculer approximativement la composition du minéral à étudier, en tenant compte des données des études microscopiques. Mais, s'il y en a en quantité plus importante, les évaluations de la composition minéralogique peuvent ne pas être toujours exactes.

¹ Les poids atomiques sont pris dans le tableau de Mendéléev. Le poids moléculaire de l'oxyde est la somme des poids atomiques des éléments: exemple, pour SiO_2 il est égal à: $28,1 + 2 \times 16,0 = 60,1$.

L'analyse spectrale est utilisée actuellement sur une si large échelle dans la pratique des recherches minéralogiques qu'elle remplace fréquemment la méthode du chalumeau, surtout au laboratoire. On sait que cette méthode de détermination des éléments chimiques d'un minéral est basée sur l'émission par chaque élément chimique chauffé suffisamment, de rayons de longueurs d'ondes bien définies, qu'on peut déceler à l'aide du spectroscope. L'exactitude et la rapidité de détermination des cations métalliques d'un minéral constituent les principaux avantages de la méthode d'analyse spectrale. C'est surtout important dans le cas de la détermination de métaux rares et utiles comme l'étain, le molybdène, l'indium, le germanium, le gallium, le cadmium, etc. Par surcroît on a élaboré, pour plusieurs métaux, une méthode approximative pour déterminer les teneurs. On peut se contenter pour ces analyses d'une quantité de substance de quelques milligrammes. C'est aussi un avantage important de cette méthode.

L'analyse radiochimique est basée sur ce que la substance à étudier, une fois placée sur la surface de l'anticathode, émet sous l'action des rayons cathodiques des rayons X de longueur d'onde déterminée pour chacun des éléments chimiques qui la constituent (tout se passe comme dans l'analyse spectrale ordinaire). Il faut seulement que la tension appliquée aux électrodes du tube à rayons X soit suffisante pour exciter l'émission de rayons visibles, caractéristiques de l'élément donné. L'analyse radiochimique est particulièrement précieuse pour la détermination quantitative de terres rares dans les minéraux — Y, Nb, Ta, Hf, Re, qui constitue un problème nécessitant une énorme quantité de travail lorsqu'on lui applique les méthodes chimiques ordinaires.

L'analyse par luminescence. La luminescence des minéraux peut se produire sous l'influence de différents facteurs: par échauffement (par exemple pour la fluorine), sous l'effet de la pression, très rarement par dissolution (et également lors de la cristallisation de certains composés), enfin, par l'irradiation par des rayons à ondes courtes ultraviolets, cathodiques, etc. Ce sont ces derniers cas de luminescence des minéraux qui présentent pour nous le plus grand intérêt.

La luminescence s'observe dans l'obscurité¹. Pour les minéraux qui possèdent cette propriété, la luminescence apparaît sous l'effet de l'irradiation et ils paraissent alors colorés d'une façon parfois très vive. La nature exacte de ce phénomène complexe n'est pas encore suffisamment élucidée, mais on sait au moins ceci: sous l'effet de perturbations passagères qui touchent l'équilibre électro-

¹ Les sources de rayons ultraviolets sont la lampe de mercure à quartz ou l'éclateur à étincelles; celles de rayons cathodiques — les tubes cathodiques à cathode chaude ou froide; dans ce dernier cas, les phénomènes de luminescence s'observent dans le vide.

statique des structures cristallines, la lumière excitante invisible et à ondes courtes se transforme en lumière réfléchie visible, à ondes plus longues. Il faut remarquer ici que les rayons cathodiques produisent la luminescence d'une plus grande quantité de minéraux que les rayons ultraviolets.

Il est très facile de mettre en évidence par ce procédé les inclusions dans une roche de minéraux qu'on n'arrive pas toujours à voir facilement à l'œil nu, aussi importants parfois que la scheelite (CaWO_4) fortement luminescente sous les rayons de la lampe de quartz à mercure, avec de jolies teintes bleues (plus rarement vertes) qui la distinguent facilement d'autres minéraux ; ensuite, le diamant, dont la fluorescence est bleue pâle ou jaune-vert ; la fluorine CaF_2 (d'un bleu vif), etc. Les luminescences de certains minéraux uranifères, de divers bitumes, etc., produisent aussi beaucoup d'effet.

On ne peut cependant considérer comme sans appel ce mode de détection de minéraux, car on trouve parfois des variétés de cette même scheelite ou du diamant qui ne réagissent point à l'action des rayons ultraviolets ou cathodiques. Il a été établi pour une série de minéraux que des substances étrangères, fréquemment présentes et souvent en quantité tout à fait insignifiante, jouent un rôle important dans la luminescence. On a remarqué que dans les composés synthétiques luminescents, la teinte de luminescence varie si des substances de nature différente y coexistent. La luminescence s'éteint parfois (par exemple celle que provoque la présence de cuivre est éteinte par le bismuth). Il est également intéressant de noter qu'un même minéral, provenant de gisements différents, ne donne pas forcément les mêmes couleurs de luminescence (par exemple, le carbonate de calcium). On n'a pas pu encore définir exactement les causes de ce phénomène.

L'examen des vases (schlichs). Lors de la désagrégation des roches et des minerais à la surface terrestre, il reste dans les produits de décomposition des minéraux chimiquement stables — quartz, magnétite (Fe_3O_4), zircon (ZrSiO_4), tourmaline, rutile (TiO_2), parfois, cassitérite (SnO_2), or, platine, etc., — qui après avoir été remaniés par les eaux courantes s'accumulent sous forme d'alluvions dans les vallées fluviales et le long du littoral maritime. Le lavage des échantillons de ces dépôts meubles, à l'aide d'instruments simples (batée, sluice, etc.), fournit un concentré des minéraux les plus lourds que l'on appelle *schlich*.

Pour le diagnostic et pour la détermination quantitative des minéraux des schlichs, l'échantillon moyen de la substance obtenue (d'un poids de 10-20 g) est divisé préalablement en fractions, suivant la granulométrie par tamisage sur des tamis standard. Ensuite, dans chaque classe, à l'aide d'un simple aimant en fer à cheval, au travers d'un papier, on attire la fraction magnétique. Le reste, non magnétique, est séparé en plusieurs fractions de susceptibilité ma-

gnétique variable à l'aide d'un électro-aimant (avec des intensités différentes du courant); on procède ensuite à la séparation des minéraux suivant leur poids spécifique dans des liquides lourds (bromoforme, liqueur de Thoulet, etc.), dans des entonnoirs chimiques spéciaux, à divisions ou simples.

Toutes les fractions de minéraux obtenues de cette manière sont examinées à la loupe binoculaire, avec séparation préalable des minéraux d'après des caractères externes (forme des grains, transparence, éclat, couleur, dureté, etc.); on procède ensuite à la détermination des constantes optiques dans des liqueurs d'indices de réfraction correspondants; et, en cas de besoin, on a recours à des réactions microchimiques, à l'étude spectrale, par luminescence, etc. Pour les minéraux métalliques opaques, on prépare des sections polies, par un procédé spécial, en utilisant une laque de bakélite ou d'autres ciments; leur examen s'effectue au microscope, en lumière réfléchie.

La détermination quantitative de tous les minéraux qui constituent la fraction lourde est un problème qui absorbe beaucoup de temps (il faut pour cela peser chaque échantillon et ses parties, calculer le pourcentage en volume de chaque minéral constituant, déterminer leur poids spécifique, etc.). Généralement, on calcule la teneur des principaux minéraux utiles que l'on trouve dans les schlichs, par exemple la cassitérite — SnO_2 , la scheelite — CaWO_4 , etc.

On peut étudier de même des concentrés préparés artificiellement à partir d'échantillons finement broyés de roches massives, afin d'y découvrir d'éventuels minéraux, présentant un intérêt lors de la prospection de gîtes minéraux. Ces recherches se font généralement lors des levés géologiques. L'étude des auréoles de dispersion des minéraux utiles dans les dépôts meubles et les roches en place, ainsi que du cheminement des minéraux lourds, évacués a, comme le montre la pratique, une grande importance dans la prospection des gisements.

Etudes au microscope électronique. On sait que la limite de résolution du microscope (pouvoir séparateur), dépend dans une large mesure de la longueur d'onde de la lumière frappant l'objet (plus la longueur d'onde est petite, mieux on discerne de menus détails au microscope). Le pouvoir séparateur des microscopes optiques ordinaires est relativement peu élevé: à la lumière blanche, on peut discerner des particules d'environ $0,5 \mu$. Dans la microphotographie en lumière ultraviolette, dont la longueur d'onde est plus courte, on utilise des objectifs à immersion de grande ouverture, qui permettent d'abaisser la limite jusqu'à $0,2 \mu$. Cependant, en utilisant le faisceau électronique à ondes ultra-courtes (dans des microscopes électroniques spéciaux), le pouvoir de résolution augmente beaucoup (jusqu'à $0,002 \mu$). De cette manière, avec l'aide du microscope élec-

tronique on peut étudier les substances finement dispersées : la fumée et la poussière déposées sur de fins réseaux métalliques, les suspensions des produits argileux dans l'eau (une goutte de suspension est séchée à cet effet sur le porte-objet), etc.

Malheureusement, les électrons ont une capacité très limitée de pénétration dans la substance (les particules de matière, transparentes pour les rayons lumineux, sont généralement opaques dans le

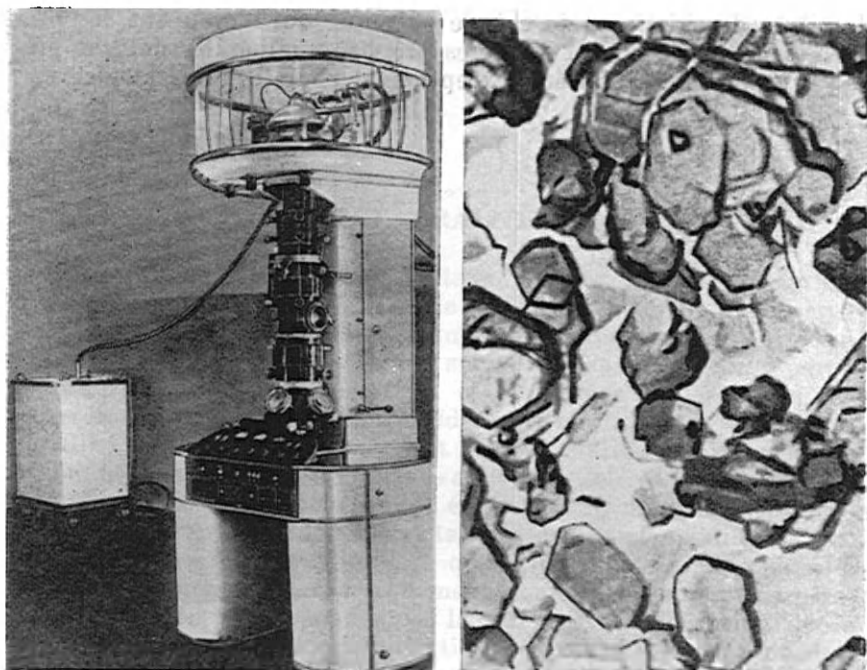


Fig. 33. A gauche, vue d'ensemble du microscope électronique. A droite — photographie du résidu de la kaolinite en suspension, faite à l'aide d'un microscope électronique. La réplique de charbon est ombrée au platine. Grossissement : 2 500 fois.

faisceau électronique). Pour cette raison, l'examen au microscope électronique donne seulement une idée des formes et des dimensions des particules ainsi observées (fig. 33).

En outre, pour les objets compacts il existe une « méthode par répliques » (moulages des surfaces avec obtention sur celles-ci de minces pellicules de collodion ou de polystyrène chargé de quartz en poudre, ou d'autres pellicules encore) qui rendent fidèlement les particularités les plus menues du relief des faces des cristaux, ainsi que des surfaces polies de minéraux, attaquées ou non.

Les études expérimentales (chimiques et de chimie physique) ont une très grande importance, car elles permettent d'obtenir au laboratoire des composés synthétiques, correspondant, par leur composition, aux espèces minérales naturelles. Au moins dans certains cas, on arrive à obtenir des composés absolument identiques par leur composition et leur forme et à expliquer les conditions de formation et de cristallisation des minéraux dans la nature. Dans cet ordre d'idées, les travaux de recherches et les travaux expérimentaux des Instituts de chimie et de chimie physique qui s'occupent des problèmes d'utilisation des matières premières minérales doivent présenter également un intérêt exceptionnel pour les minéralogistes.

FORMATION DES MINÉRAUX DANS LA NATURE

1. GÉNÉRALITÉS

Formation et croissance des cristaux. La formation de la matière solide cristallisée peut s'effectuer de différentes façons : a) par cristallisation à partir de la phase liquide (substances fondues ou solutions) ; b) par le dépôt de cristaux sur les parois de cavités, à partir de produits gazeux de sublimation, et c) par recristallisation en milieu solide (en particulier des colloïdes). La majorité des formations cristallines naturelles est le produit de la cristallisation de substances fondues silicatées et de solutions aqueuses. Cela concerne des masses énormes de roches cristallines éruptives, la majorité écrasante de gîtes minéraux, les dépôts cristallisés des bassins salifères, etc.

La cristallisation de n'importe quelle substance fondue en voie de refroidissement doit théoriquement commencer à une température déterminée, correspondant à la température de fusion de la substance. De même, la cristallisation à partir d'une solution doit commencer au moment de la saturation du solvant par la substance dissoute. Cependant, comme le montre l'expérience, la cristallisation dans des phases liquides commence à des températures légèrement plus basses que prévues ou dans des solutions déjà quelque peu *sursaturées*.

Le décalage des températures ou des saturations dépend également dans un milieu liquide de la composition chimique du liquide en voie de cristallisation et, dans une certaine mesure, de la pression. Mais la variation de pression joue beaucoup plus lorsque des cristaux se forment à partir de vapeurs en refroidissement.

La croissance des cristaux a lieu de la même façon dans un bain de fusion refroidi que dans une solution sursaturée. La naissance des cristaux peut être *provoquée*, si le liquide contient déjà des fragments ou des poussières de matières solides quelconques, susceptibles de jouer, par leurs propriétés cristallochimiques, le rôle d'*amorces* ou d'*agent peptisant*. La cristallisation peut aussi *commencer spontanée-*

ment, en l'absence d'agent peptisant dans des solutions sursaturées ou des bains de fusion surfondus.

S'il y a cristallisation spontanée en différents points du bain de fusion ou de la solution, on voit apparaître des *centres de cristallisation*, représentés par des germes cristallins. Au début de la cristallisation (supposons qu'il s'agit d'un liquide quelconque à composant unique), la croissance des petits cristaux réguliers se développe librement autour de ces centres de cristallisation, tant que ne se crée

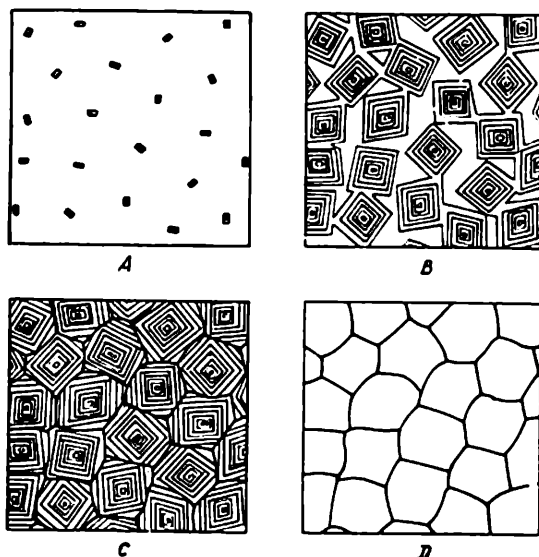


Fig. 34. Schéma de la cristallisation dans un liquide homogène.

pas un milieu de contrainte dû au développement des formes cristallographiques (fig. 34, A et B). Si la cristallisation se poursuit, une lutte commence pour la conquête de l'espace libre et finalement, nous obtenons un agrégat de grains cristallins aux contours extérieurs irréguliers (fig. 34, C et D). Dans certains cas, on peut même observer dans des grains de ce genre une structure zonée témoignant de leur croissance graduelle.

On a établi un rapport direct entre le degré de surfusion ou de sursaturation du liquide et le nombre de centres de cristallisation qui apparaissent spontanément au début de la solidification : plus est marquée la surfusion ou la sursaturation du liquide, plus il y a de centres de cristallisation pour un volume donné par unité de temps (fig. 35), et plus les grains cristallins seront petits à la fin de la solidification du liquide (fig. 36).

Si la cristallisation commence quand la solution est relativement peu sursaturée, par exemple au point C_1 (fig. 35), il se forme alors

en fin de compte des agrégats de grains relativement gros pour un nombre assez faible de germes cristallins (fig. 36). Si la cristallisation se déclenche à une sursaturation (ou une surfusion) plus forte, par exemple au point C_2 (fig. 35), nous obtiendrons naturellement un agrégat cristallin à grains fins (fig. 36, B). En cas de cristallisation d'une solution très fortement sursaturée, nous aurons des formations cryptocristallines ou colloïdales.

La germination dans un liquide dépend, comme l'a montré l'expérience, de causes variées : nature chimique de la matière ; impuretés accélérant ou ralentissant l'apparition des germes cristallins ;

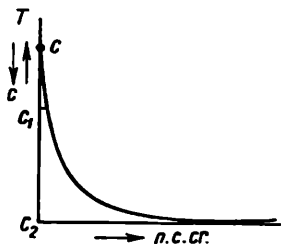


Fig. 35. Rapport entre le nombre de centres de cristallisation (n.c.cr.) et le degré de surfusion ou de sursaturation.

T — température ; C — concentration.

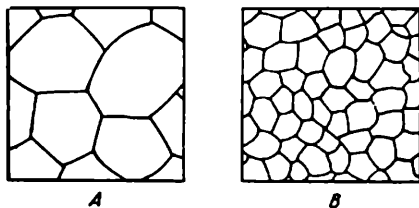


Fig. 36. Influence du nombre des centres de cristallisation sur la structure des agrégats :

A — agrégat à gros grains ; B — agrégat à grains fins.

forces mécaniques (vibrations de la solution, frottements contre les parois du récipient) ; parfois, action du son, de la lumière. etc.

Autour des cristaux qui croissent dans un milieu libre se créent, comme le montrent les expériences, des courants de concentration : la solution sursaturée, dans la région de contact avec le cristal, lui cède l'excédent de matériaux dissous ; elle devient alors plus légère et s'élève, cédant la place à de nouvelles quantités de solution sursaturée. La vitesse de croissance des cristaux est d'autant plus grande que la sursaturation de la solution est plus forte.

Si les conditions de croissance restent inchangées pour chaque face du cristal à partir de l'apparition du germe, la forme des cristaux ne varie pas durant la croissance, seules augmentant leurs dimensions. Cependant, la vitesse d'accroissement des différentes faces du cristal n'est souvent pas la même, ce qui a pour résultat une diminution du nombre de faces. On a également établi que l'addition de solutions d'autres substances influe considérablement sur la forme des cristaux. C'est ainsi, par exemple, que le chlorure de sodium cristallise généralement en cubes, mais il cristallise en octaèdres dans des solutions contenant, en plus du NaCl , du CaCl_2 et MgSO_4 .

La croissance rapide de cristaux provoque des formes irrégulières. On observe cela lorsque pour une raison quelconque, la solution nourricière cesse d'affluer régulièrement (par exemple, dans les mi-

lieux de viscosité accrue, dans les solutions colloïdales, etc.). Dans ces cas, ce sont surtout les sommets et les arêtes des cristaux en croissance qui sont alimentés, c'est-à-dire, les zones des structures cristallines les moins saturées en valence. Cela peut produire une déformation des faces avec apparition de trémies concaves et aussi, fréquemment, la croissance successive de

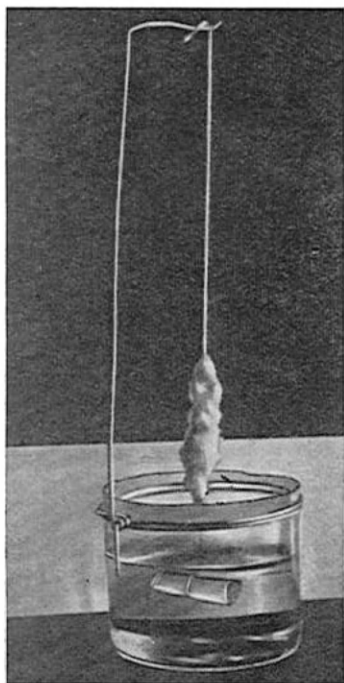


Fig. 37. Formation de cristaux de NaCl dans milieu aérien sur un fil qui est plongé dans une solution sursaturée. Un fragment de baguette de verre fixé au fil sert de poids.

la croissance successive de petits cristaux, l'un sur l'autre (surtout aux sommets). Ainsi se développe ce que l'on appelle des formes *squelettiques de cristaux*, ou *dendrites*, avec une disposition bien déterminée des ramifications dans l'espace. On remarque souvent à l'extrémité de ces ramifications des épaississements et la formation d'individus cristallins plus gros et plus parfaits. Cela peut s'expliquer sans doute par la diminution de la saturation de la solution au voisinage immédiat des régions considérées et l'établissement de conditions plus normales pour la croissance des cristaux.

Il y a lieu de remarquer que la croissance des cristaux peut avoir lieu non seulement dans les milieux liquides, c'est-à-dire aux dépens des parties sursaturées de la solution affluant vers le cristal, mais également dans un milieu aérien ou gazeux sous réserve d'alimentation en solution saturée par des canaux capillaires. L'expérience suivante en témoigne d'une façon probante. Si l'on plonge un fil de coton s'humectant facilement dans un verre contenant une solution saturée de chlorure de sodium (fig. 37), il se crée sur le fil à l'air, au bout d'un certain temps, un agrégat cristallin, aux dépens de la solution qui s'élève sous

l'effet des forces capillaires. En milieu aérien cette solution est sujette à une forte sursaturation du fait de l'évaporisation d'eau, ce qui conditionne la cristallisation sur le fil de coton de la substance dissoute.

Il est certain qu'une évaporisation lente du solvant peut faire apparaître aussi des cristaux bien formés. Nombreux, sans doute, sont ceux qui ont observé la formation d'aiguilles de glace sur le sol humide après des nuits de gel claires. Les aiguilles semblables croissent dans l'air à la suite de la lente dessiccation de poudres humides

de sels facilement solubles dans l'eau, chlorure de calcium par exemple. Il est tout à fait possible que les cristaux en longues aiguilles de nombreux minéraux que l'on trouve dans des cavités des roches se sont formés de cette manière.

Enfin, la formation de cristaux peut avoir lieu dans un milieu gazeux et sans alimentation par une solution liquide, notamment dans les cas de passage de la matière de l'état de vapeur directement à l'état solide à des températures (inférieures à la température de fusion) et à des pressions correspondantes. On peut mentionner à titre d'exemple la formation dans l'air de cristaux de neige sous forme d'étoiles, ou de différents minéraux par sublimation dans les régions d'activité volcanique.

La présence d'inclusions très fines de substances étrangères (solides, liquides, gazeuses) constitue dans de nombreux cas une propriété caractéristique des cristaux et des grains cristallins. Dans bien des cas, ce sont elles qui sont cause de la turbidité ou de l'opacité des cristaux. On les met facilement en évidence en examinant au microscope des plaques minces. La détermination des inclusions liquides et gazeuses ne donne lieu à quelque difficulté que dans les minéraux opaques.

Ces substances allogènes, comme le montre l'étude de leur distribution spatiale, ont dû être accrochées mécaniquement par le cristal durant sa croissance rapide. Elles occupent souvent à l'intérieur du cristal des directions cristallographiques bien déterminées. Il en est ainsi, par exemple, pour les inclusions de verre volcanique (gouttelettes de magma solidifiées) dans les cristaux zonés de plagioclases ou de la solution mère des sels de K, Na, Ca, etc., ou de bulles d'air habituellement mélangées au liquide dans les cristaux troubles de quartz, calcite, topaze, etc.

Il est curieux de noter que les inclusions gazeuses et liquides constituent généralement un liquide homogène, si l'on chauffe à une température déterminée (le gaz se dissout dans le liquide) ; après refroidissement, la bulle de gaz se sépare de nouveau. C'est ainsi que dans bien des cas, il est possible de fixer approximativement la température à laquelle s'est produite la cristallisation du minéral qui a englobé les gouttelettes très fines de la solution.

Dans certains cas, les inclusions gazeuses et liquides montrent même une troisième phase solide (par exemple de petits cristaux de NaCl). Chauffés, ces petits cristaux se dissolvent les premiers dans le liquide, et la bulle de gaz disparaît ensuite.

Outre des inclusions primaires gazeuses et liquides, on trouve également dans les cristaux des inclusions secondaires plus tardives, coïncidant avec les fissures « cicatrisées ». Il est caractéristique que dans les inclusions secondaires gazeuses et liquides, la disparition de la bulle de gaz des gouttelettes liquides durant le chauffage a lieu plus tôt que dans les inclusions primaires. Si l'on prolonge le chauffage, il se produit dans tous les cas un éclatement de la masse cristal-

mations, jusqu'à se dissoudre ou se décomposer entièrement, avec formation de produits insolubles de réactions chimiques.

On peut observer facilement les stades initiaux de la *dissolution* sur des cristaux isolés, ces stades étant caractérisés par les phénomènes suivants :

1) Si les sommets et les arêtes d'un cristal ont tendance à se développer plus rapidement pendant sa croissance, se sont aussi ces éléments qui passent le plus vite en solution durant la dissolution, le cristal acquérant de ce fait une allure arrondie.

2) Si les faces les plus stables du cristal au cours de sa croissance sont celles qui se développent lentement, on voit apparaître lors de la dissolution les faces qui se dissolvent le plus vite.

3) Les faces de croissance lente sont généralement lisses et brillantes alors que durant la dissolution, les faces qui se dissolvent lentement ont souvent un aspect mat.

4) De très petites figures en creux de forme polyédrique apparaissent fréquemment sur les faces au début de la dissolution ; ce sont des figures de corrosion.

La *décomposition* partielle ou totale des *minéraux* dans les conditions naturelles est liée principalement aux processus d'oxydoréduction. Cela concerne surtout les minéraux dans lesquels entrent des éléments susceptibles de former dans les conditions naturelles plusieurs ions de valences différentes (par exemple, Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mn^{2+} , Mn^{3+} , Mn^{4+} , S^{2-} , S^{6+} , etc.

Si le minéral contenait primitivement des cations de la valence la plus basse, ils tendront naturellement à devenir des ions de plus forte valence s'ils se trouvent dans des conditions oxydantes (disons dans la zone d'altération des roches et des minerais). Les dimensions des cations diminuent alors, ce qui aboutit habituellement à la destruction de la structure cristalline. Par exemple, dans la pyrrhotine FeS , le cation de fer bivalent, lorsque le milieu s'enrichit en oxygène et en eau, se transforme facilement en un cation trivalent avec formation d'hydroxydes de fer difficilement solubles, tandis que l'anion bivalent du soufre jusqu'à devenir hexavalent, avec apparition de l'anion complexe $[\text{SO}_4]^{2-}$, qui forme avec les ions d'hydrogène de l'acide sulfurique qui passe dans la solution. De cette manière, la place de la pyrrhotine est prise par une nouvelle substance dont les propriétés n'ont rien de commun avec les siennes. Pareillement, le carbonate du manganèse bivalent MnCO_3 forme facilement, dans les mêmes conditions, des hydroxydes du manganèse tétravalent.

Si ces hydroxydes de fer et de manganèse se trouvent porté au cours des processus géologiques, dans des zones profondes de l'écorce terrestre où règne un milieu réducteur, les valences élevées des cations passent aux valences souvent plus basses et ce passage s'accompagne de la déshydratation des composés. Dans les conditions ainsi créées apparaissent de nouveaux minéraux : l'hématite Fe_2O_3 ou

la magnétite ($\text{Fe}^{++}\text{Fe}_2^{+++}\text{O}_4$), la braunite ($\text{Mn}^{++}\text{Mn}^{+++}\text{O}_3$), la hausmannite ($\text{Mn}^{++}\text{Mn}_2^{+++}\text{O}_4$), etc.

Dans la partie descriptive du cours, nous trouverons de nombreux exemples de ce genre.

Générations des minéraux. On appelle génération d'un minéral quelconque ses ségrégations d'âges divers dans une association minérale donnée, se distinguant par les dimensions relatives, par l'aspect

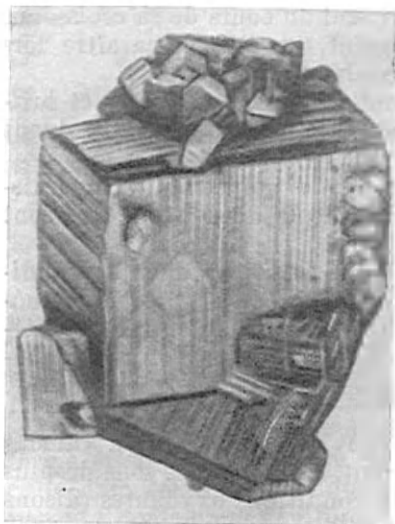


Fig. 38. Deux générations de cristaux de la pyrite (FeS_2).

extérieur ou par les caractères chimiques. Les études des conditions de disposition des minéraux, surtout dans les gîtes métallifères, indiquent très souvent qu'il existe plusieurs générations d'un même minéral, apparues au même stade des processus de formation de gîtes minéraux. Dans certains cas (voir fig. 38) les générations les plus jeunes composées de petits cristaux se superposent sur les cristaux plus anciens et plus gros ; dans d'autres cas, ils se présentent autrement, par exemple, sous forme de gros grains primaires et sous forme de petites excroissances secondaires dans des fines fissures parmi d'autres minéraux, ou d'inclusions infinitésimales que l'on ne peut déceler qu'au microscope, etc. Des études détaillées de minerais au microscope ont montré que presque *chaque minéral des*

gîtes métallifères a plusieurs générations, ce qui montre la complexité des processus de la formation des gîtes minéraux. Il est important de ne point perdre de vue cette constatation, lorsque l'on étudiera les paragenèses de minéraux ¹.

Agrégats de minéraux. A la suite de la cristallisation et de la solidification d'une solution, ou d'un bain de fusion, il se forme un

¹ Le terme « génération » se rapporte non seulement à des minéraux isolés mais également à des complexes de minéraux, en particulier aux roches et aux minerais. Par exemple, les filons de diabases ou de porphyres quartzeux ont fréquemment plusieurs générations comme l'on peut en juger par les traversées des filons d'une même roche. En voici un autre exemple: dans certains gisements de molybdène on observe parfois parmi les filons de quartz à gros grains incrustant de la molybdénite à gros cristaux MoS_2 , des générations plus tardives de minerais de molybdène (sous forme de veines et de ciment entre les fragments), représentées par du quartz à grain fin et par de la molybdénite cryptoécailleuse abondante.

mélange de grains cristallins agglutinés qui porte le nom d'agrégat de minéraux.

Il existe des agrégats *monogènes*, c'est-à-dire constitués de grains cristallins appartenant à un seul minéral (par exemple un morceau de marbre ou de minerai de magnétite), et des agrégats *polygènes*, dans lesquels sont assemblés plusieurs minéraux de composition et de propriétés différentes (par exemple un morceau de granite ou de minerai de sulfure de cuivre et zinc).

Par leur structure et par leurs caractères morphologiques les agrégats de minéraux sont très variés. Certains d'entre eux sont si typiques qu'ils ont reçu des noms particuliers. Les caractères morphologiques les plus particuliers correspondent au degré de cristallisation de la substance. De ce point de vue, deux grands groupes diffèrent l'un de l'autre : 1) les agrégats nettement cristallins, 2) les assemblages cryptocristallins et colloïdaux.

Passons en revue les principaux types d'agrégats de minéraux :

1) Les *agrégats grenus*, composés de grains cristallins, parfois en association avec des cristaux bien formés de minéraux. Ce type d'agrégat est le plus fréquent dans l'écorce terrestre. Peuvent servir d'exemples les roches ignées holocristallines, de nombreux sulfures et autres minerais de gîtes métallifères, etc.

On distingue d'après la dimension des grains constituants : 1) les agrégats à gros grains, avec des grains de plus de 5 mm de section ; 2) les agrégats de grains moyens, de 1 à 5 mm de section que l'on peut distinguer aisément à l'œil nu et 3) les agrégats de grains fins, au-dessous de 1 mm de section.

L'on ne peut déterminer la structure des agrégats cryptocristallins qu'au microscope en lames minces.

La forme des grains influe également sur les particularités morphologiques des agrégats. Si l'agrégat est constitué par des grains de forme plus ou moins isométrique, il est simplement dit *grenu*. Quand les grains sont lamelliformes, de tels agrégats sont dits *feuilletés* ou *en écailles* suivant les dimensions des individus. On trouve enfin des agrégats dont les individus ont une forme allongée dans une direction, parfois avec une orientation radiale (fig. 39) ; ils sont dits *columnnaires*, *aciculaires*, *fibreux*. On trouve également des agrégats de minéraux de formes différentes, par exemple les micaschistes à cristaux isométriques de grenat, les masses granulaires du quartz avec les cristaux de tourmaline en baguettes, etc. (fig. 40).

Suivant le degré de remplissage de l'espace, on distingue les agrégats grenus compacts et meubles. On peut citer comme exemple de ces derniers les formations cristallines meubles au fond des lacs salins en voie d'assèchement.

2) Les *druses* (ou géodes) sont des agrégats de cristaux bien formés en excroissances sur les parois de cavités quelconques. Les druses de cristaux de quartz que l'on rencontre souvent en sont des exemples (fig. 41). Les druses sont intéressantes non seulement du point

de vue cristallographique, mais encore parce que l'on peut y étudier souvent les successions suivies par la ségrégation de différents minéraux cristallisés dans les dernières fractions des solutions.

Le fait même de la présence dans les druses de cristaux réguliers témoigne de leur formation dans un espace libre, c'est-à-dire dans des vides primaires, des fissures élargies, des roches disloquées, etc. Les dimensions des vides sont très variables, depuis les pores très



Fig. 39. Agrégats à texture radiale actiniforme de la pyrophyllite.

fins jusqu'aux cavernes que l'on nomme parfois « fours à cristaux », dans lesquelles les parois portent de gros cristaux du quartz transparent et d'autres minéraux.

Les assemblages minéraux, dans lesquels les cristaux en contact étroit s'étirent plus ou moins parallèlement, portent le nom d'*agrégats pectinés* ou *en brosse*. Apparemment, les cristaux qui ont pris naissance sur les parois de la cavité sont entrés en contact dès le début de leur croissance, et ensuite, gênés dans leur développement, ils n'ont pu s'accroître que dans une direction, perpendiculairement à ces parois. A ce même type de cristallisation appartiennent les croûtes cristallines formées de menus cristaux intimement joints et les groupements plats de cristaux.

On a pu voir que les premiers germes cristallins, très nombreux, se sont d'abord développés dans toutes les directions. Toutefois,

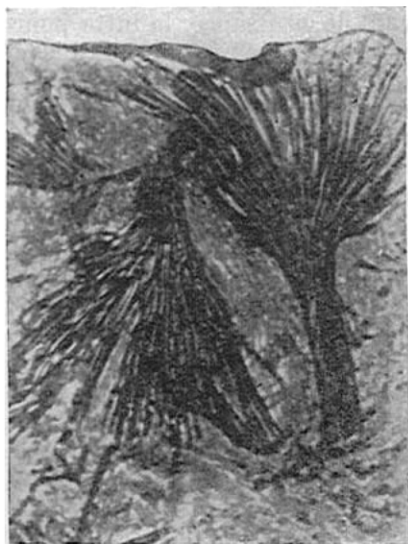


Fig. 40. Agrégats en baguettes de la tourmaline dans un schiste de la variété sérécite-chlorite.



Fig. 41. Druse de cristaux du quartz.

durant le stade suivant de croissance, la lutte pour l'espace ne laisse subsister qu'un nombre de plus en plus faible d'individus cristallins. Les cristaux qui continueront à se développer sont essentiellement ceux dont la direction de plus grande croissance est proche de la normale à la surface où ils ont pris naissance (« principe de sélection géométrique »). Si cette surface est concave, il s'y formera des agrégats minéraux rayonnants et si elle est convexe, il se formera des masses cristallines à aiguilles ou baguettes montrant une disposition rayonnée.

3) Les *sécrétions* se forment à la suite du remplissage de vides de forme irrégulière mais habituellement arrondie par une matière cristalline ou colloïdale. Des dépôts concentriques en couches successives de la substance minérale, des parois de la cavité vers le centre, sont une caractéristique typique de nombreuses sécrétions. Les différentes couches se distinguent assez fréquemment les unes des autres par leur teinte et souvent, par leur composition.

Les cavités de petite dimension sont en général entièrement remplies par la substance minérale. Parfois, la partie centrale est occupée par des masses fibreuses radiées d'un minéral quelconque, par exemple des zéolites. Mais dans les cavités plus étendues, on observe souvent au centre un vide dont les parois sont tapissées de druses ou revêtues d'enduit.

Les petites sécrétions (jusqu'à 10 mm de section) portent le nom d'*amygdales*, les grandes — de *géodes* (fig. 42).

4) Les *concrétions*. Il s'agit de nodules sphériques ou sphéroïdaux de forme quelque peu irrégulière (fig. 43), naissant dans les roches sédimentaires meubles, surtout dans les argiles, les sables et dans les produits terreux de désagrégation des roches. Les dimensions des concrétions varient dans de larges limites de l'ordre du millimètre à celui de la dizaine de centimètres, parfois même du mètre. En croissant et en s'unissant, elles édifient des corps volumineux de formes complexes.

Souvent mais non toujours, les concrétions apparaissent autour de formations allogènes qui sont dans de nombreux cas des restes organiques. Dans les sections polies de concrétions sableuses de marcasite et de phosphorite, on peut parfois apercevoir une disposition stratifiée des grains de sable qui correspond à la stratification de la roche elle-même. Ce fait indique que la concrétion apparaît, au moins partiellement, après la formation des roches. Selon toute probabilité, les concrétions ont d'abord été des grumeaux colloïdaux, des gels qui ont ensuite cristallisés. Elles révèlent dans de nombreux cas une structure radiée autour d'une cassure centrale (fig. 43). On remarque parfois, aussi, une structure zonée concentrique de la masse minérale faiblement marquée.

Par leur origine, les concrétions diffèrent donc beaucoup des sécrétions examinées plus haut. Contrairement à ces dernières, les concrétions se développent autour d'un centre quelconque.

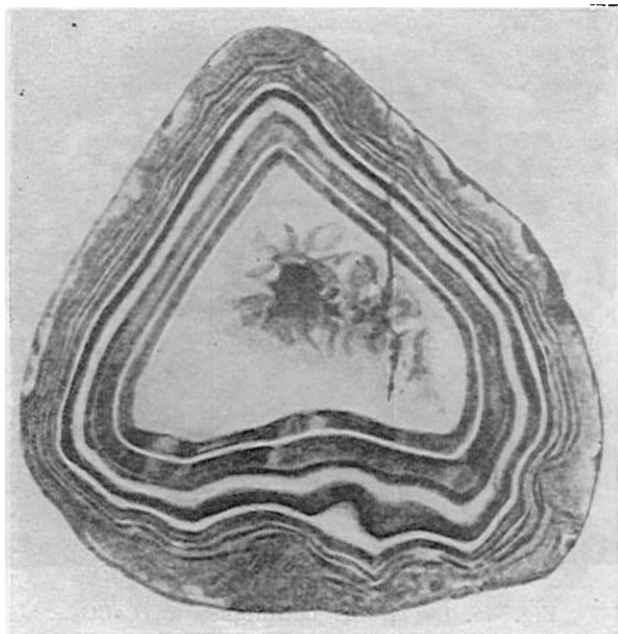


Fig. 42. Une géode.

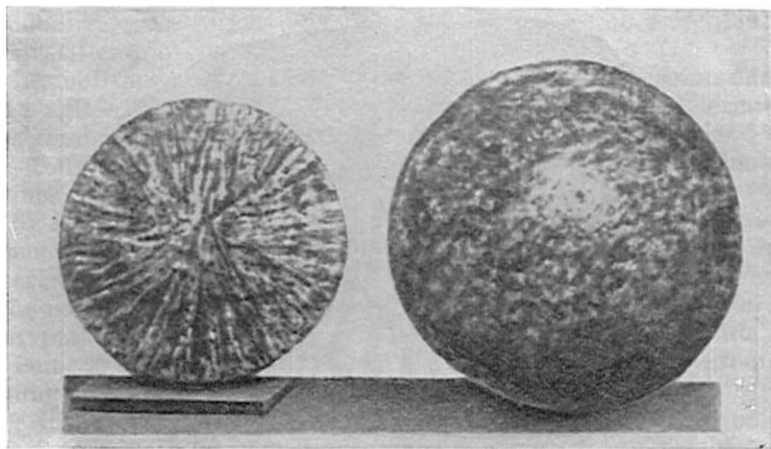


Fig. 43. Concrétions de la phosphorite (la concrétion de gauche est vue en la cassure).

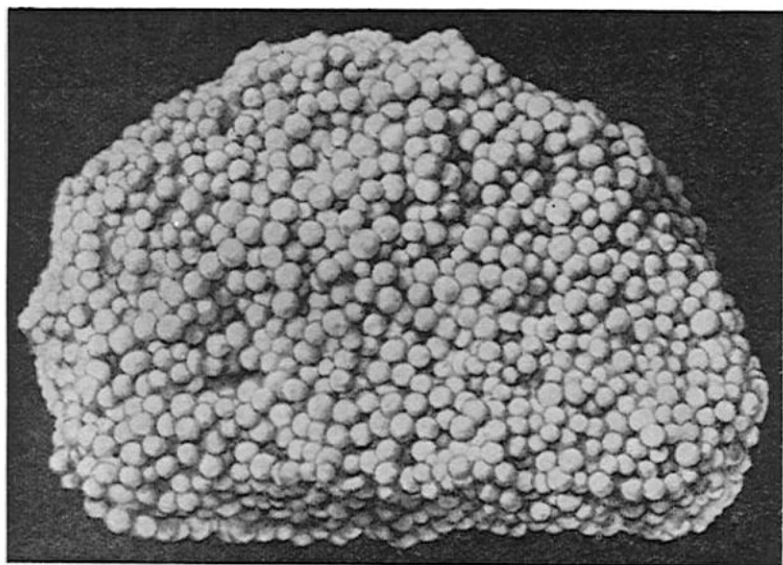


Fig. 44. Les grains oolithiques du CaCO_3 .

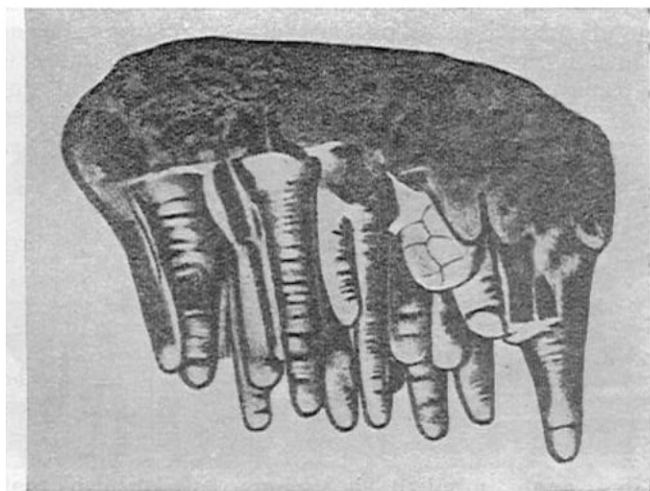


Fig. 45. Les stalactites de limonite.

On trouve le plus souvent, sous forme de concrétion, de la phosphorite, de la pyrite, de la marcasite, parfois de la sidérite, de la barytine, etc.

5) Les *oolithes* présentent de grandes analogies avec les concrétions en ce qui concerne leur mode de formation. Ce sont des formations sphériques, mais de petites dimensions (de dixièmes de millimètre à 5-10 mm) qui prennent naissance en milieux aqueux, autour de corps allogènes, en suspension : grains de sable, fragments de restes organiques et même bulles de gaz. La stratification concentrique assez régulière des formations oolithiques, parfois l'existence

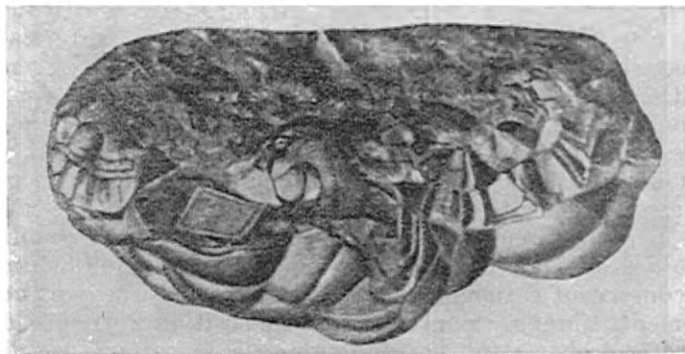


Fig. 46. Rognons de l'hématite.

d'une carapace, constituent leurs traits caractéristiques. On appelle pseudoolithes des formations du même genre mais ne présentant pas de stratification concentrique.

Les oolithes calcaires actuelles se forment en suspension dans de l'eau agitée ; dès qu'elles atteignent des dimensions déterminées, elles tombent au fond. Les roches sédimentaires constituées d'oolithes consolidées sont dites suivant les dimensions des grains oolithiques ou pisolithiques (fig. 44).

6) Les *enduits*. Ce sont des formations minérales naissant aux dépens des colloïdes (gels). On les rencontre, de même que les druses de cristaux, dans des cavités. Les solutions colloïdales atteignant après une lente migration les vides s'y étalent sur les parois. Pendant petit à petit leur eau qui s'évapore dans l'espace vide elles deviennent plus denses et, sous l'effet de la pesanteur, restent suspendues à la voûte sous l'aspect de stalactites (fig. 45), de rognons (fig. 46), de grappes, etc. Elles se consolident finalement sous cette forme. Sur les planchers des cavités, les gouttes qui tombent peuvent donner naissance à des stalagmites coniques s'élevant vers le haut que l'on n'observe du reste pas pour toutes les formations minérales.

Les dimensions de telles formations peuvent être très variées, de dimensions microscopiques à celles de stalactites et stalagmites en piliers d'aragonite et de calcite (CaCO_3) dans les grandes cavernes.

Dans ces enduits revêtant des formes préexistantes, on rencontre les minéraux les plus différents : hydroxydes de fer (limonite, goëthite), hydroxydes de manganèse (psilomélanes), opale, malachite, gypse, aragonite, calcite, sulfures de différents métaux, etc.

Leur étude en sections polies y montre fréquemment une structure zonée concentrique caractéristique (sections transversales). Cette structure provient de la succession de zones constituées soit par un seul et même minéral, mais de teinte variable ou avec des propriétés physiques différentes (malachite, limonite), soit, cas bien plus rare, par des minéraux différents (par exemple, limonite, calcédoine et malachite, limonite et cuivre natif, etc.). Les différences de constitution minérale entre les couches concentriques témoignent d'une modification de la composition des apports nourriciers durant le processus de croissance.

On a déjà indiqué que les formations colloïdales (les gels) se prêtent assez aisément à la recristallisation. Le processus n'est pas le même pour différentes substances minérales, ce qui ressort de la structure des agrégats cristallins obtenus. Par exemple la limonite, tout en conservant entièrement sa forme extérieure, devient un agrégat finement fibreux, montrant une disposition rayonnée de goëthite et d'hydrohématite, perpendiculaire à la surface des diverses couches concentriques. D'autres substances minérales recristallisent en agrégats à texture radiée plus grossière, mais les contours résiduels des couches concentriques demeurent néanmoins souvent perceptibles sur la cassure. La surface des formations cesse d'être plane et paraît recouverte de menues faces cristallines (marcasite).

7) Les *masses terreuses*, comme leur nom l'indique, constituent des formations meubles, farineuses, dans lesquelles il est impossible de distinguer, même à la loupe, les formes cristallines les plus menues. On les observe habituellement sous forme de croûtes ou d'amas le plus souvent lors de l'altération chimique de minerais et de roches. Selon leur couleur ces masses sont parfois appelées « *suie* » (formations de teinte noire) ou *ocres* (amas et croûtes jaunes et bruns).

Citons comme exemples les formations minérales terreuses de coloration diverse d'hydrosilicates de nickel, les formations de « *suie* » d'hydroxydes de manganèse, les formations ocreuses d'hydroxydes de fer et d'autres produits résiduels d'altération.

8) Les *verniss* et les *liens* que l'on trouve parfois sous forme de minces pellicules sur la surface des cristaux peuvent être des substances variées. Citons les minces pellicules d'hydroxydes de fer bruns, sur du cristal de roche, les liens verts et bleus, dans les roches contenant des gisements de cuivre, etc.

9) On désigne habituellement sous le nom d'*efflorescences* des pellicules et des croûtes fines et meubles qui apparaissent périodi-

quement à la surface de minerais, de roches, de sols secs et dans des fissures. On donne également ce nom aux formations de sels à l'aspect de mousse et de duvet ; il s'agit le plus souvent de sulfates hydratés facilement solubles. Durant les périodes pluvieuses de l'année, ces efflorescences disparaissent généralement pour réapparaître en période sèche.

Il y a lieu de ranger dans le même type les dendrites d'hydroxydes de manganèse formées à la surface de roches, le long des fines fissures (fig. 47) et que l'on observe assez fréquemment.

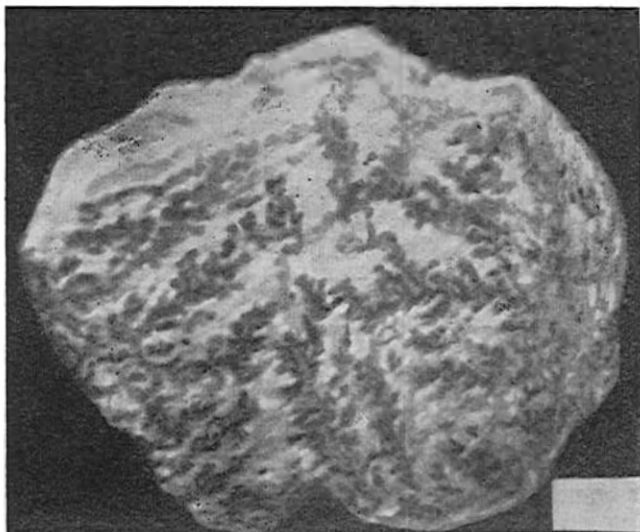


Fig. 47. Formations dendritiques d'hydroxydes de manganèse sur les plans des fissures, d'une roche à albite transformée.

10) Les « anneaux de Liesegang ». On désigne ainsi des formations rubanées, alternant de façon rythmique, et qui résultent du dépôt périodique de composés chimiques, avec diffusion dans des gels et très semblables à celles qu'a obtenu R. Liesegang, sous formes d'anneaux concentriques (fig. 48). L'essentiel de son expérience se ramenait à l'apparition de petits cristaux microscopiques de $\text{Ag}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ autour d'une goutte de AgNO_3 déposée sur de la gélatine imbibée de $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$, par diffusion de la solution ; ces petits cristaux se déplaçaient d'abord avec la solution, mais ils étaient ensuite retenus dans les pores de la gélatine empêchés par leurs dimensions d'aller plus loin ; et c'est pourquoi périodiquement ils se déposaient sous forme d'anneaux concentriques. On trouve les structures semblables dans certaines agates et dans des jaspes (voir fig. 42). Des formations voisines naissent dans les roches de fine porosité au cours des processus d'alté-

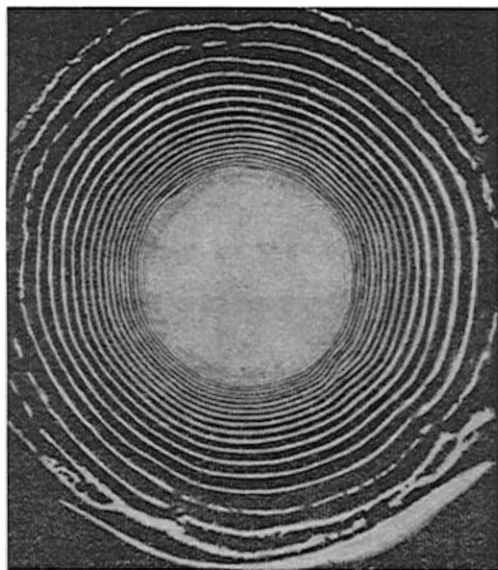


Fig. 48. « Anneaux de Liesegang ».

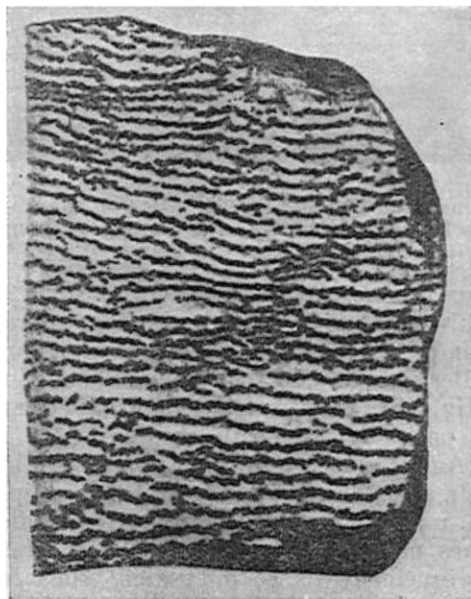


Fig. 49. Minerais rubanés.

Les bandes foncées sont de la blende (ZnS). Les bandes claires sont des carbonates (ankérite).

ration. Tels sont, par exemple, les anneaux, bandes, hyperboles zonés, colorés par les hydroxydes de fer bruns, que l'on trouve dans des calcaires, des grès et autres roches. Ici la précipitation périodique de la substance s'effectue évidemment à partir des colloïdes, sous forme de gels, pour la concentration critique de la phase dispersée ou de l'électrolyte. Si simultanément la roche subit un lessivage, on obtient alors en fin de compte des croûtes concentriques, dans lesquelles les bandes de gel compact alternent avec des bandes terreuses. Il est très probable que les minerais rubanés qui présentent une alternance rythmique de bandes de blende et d'ankérite (fig. 49), ou de magnétite et de calcite, etc., que l'on trouve dans certains gisements, appartiennent au même type de formations.

Dans certains cas, au lieu d'anneaux ou de spires apparaissent des formations dendritiques. Telles sont, par exemple, les ségrégations d'hydroxydes de fer ou de manganèse dans l'opale (agates mousseuses). On peut les reproduire facilement dans un milieu gélatineux.

Paragenèse des minéraux¹. Ce terme qui voulait dire « présence commune de minéraux » avait été introduit dans la littérature géologique en 1849 par Breithaupt. Toutefois, bien auparavant (en 1798), la même notion avait été proposée sous les termes de « séquence de minéraux », par le savant russe V. Séverguine. En 1923, V. Vernadski avait proposé de désigner par « association minérale » la présence simultanée de minéraux dans un même corps minéral, pour éviter ici le terme de « paragenèse » auquel il attribuait un autre sens.

V. Vernadski avait souligné que les bases de cette théorie remontaient aux observations des anciens mineurs qui recherchaient les espèces satellites des minerais métalliques et des pierres précieuses. « Ils étaient les premiers sans le savoir à étudier les associations de minéraux ». Depuis longtemps on savait que la galène (PbS), laquelle est souvent liée à l'argent, se trouve en règle générale avec la blende (ZnS). De même les gisements dans lesquels l'or est associé au quartz, le cinabre (HgS) à l'antimonite (Sb₂S₃), etc., sont nombreux. Il s'est accumulé dans ce domaine une énorme documentation empirique qui rend de grands services dans les travaux de recherches ou de reconnaissance de gîtes minéraux. Vernadski a appelé « paragenèse » toutes les associations de minéraux connues pour un minéral ou un élément chimique donné, en proposant d'y inclure les corps minéraux, où l'on trouve ce minéral, les associations et les générations de minéraux.

Vernadski n'a malheureusement pas apporté d'exemples concrets pour illustrer ce terme. Pourtant, à un autre endroit de son ouvrage sur l'histoire des minéraux de l'écorce terrestre, il a signalé

¹ « Para » en grec veut dire — près, à côté ; « genèse » — signifie formation, origine.

la nécessité d'« étudier la logique de l'association de minéraux, leur paragenèse ». Ainsi conçu, ce problème acquiert un intérêt particulier en minéralogie.

Le matériel minéralogique extrêmement riche, recueilli pendant la période soviétique au cours de l'étude détaillée de minerais et roches variés, a permis d'approfondir considérablement ce genre de recherche. Les savants soviétiques ont pu montrer que toutes les conditions physico-chimiques et l'action réciproque des solutions et du milieu ambiant donnent naissance à des associations de paragenèse formées de minéraux apparus en même temps dans un corps minéral donné et ce à chaque stade de ces processus. Chacun de ces groupements reflète les conditions de formation de ses minéraux. Nous nous arrêterons pour la clarté de l'exposé sur l'exemple simple qui suit.

Fréquemment, dans un même échantillon de minerai, on peut mettre en évidence, parmi les minéraux observés conjointement, *deux ou plusieurs groupes de minéraux qui diffèrent par l'époque de leur formation et leur origine*. Par exemple, la limonite (hydroxydes de fer) et la malachite (carbonate de cuivre) s'accompagnent fréquemment de sulfures de cuivre et de fer à demi décomposés (par exemple, de pyrite FeS_2 et de chalcoppyrite CuFeS_2). Cependant, les données géologiques indiquent toujours que les sulfures se sont formés antérieurement dans certaines conditions, tandis que les hydroxydes de fer et le carbonate de cuivre sont apparus plus tard dans un tout autre milieu (durant l'action des agents d'altération) et qu'ils ne sont liés dans l'espace avec les premiers que par la source des éléments chimiques qui les composent (fer et cuivre). Nous avons donc, dans cette association minérale, affaire à *deux groupes de minéraux qui diffèrent par les conditions de leur formation*.

L'étude de l'association des minéraux, pratiquée sous cet angle, a mis en évidence des règles de succession dans le temps de paragenèses de minéraux, règles extrêmement importantes au double point de vue, théorique et pratique. Elles témoignent de la variation des conditions physico-chimiques dans l'évolution historique des phénomènes générateurs de minéraux. Des savants soviétiques ont élaboré une méthode géométrique pour analyser les différentes combinaisons des minéraux observées dans la nature, permettant de découvrir de nombreux détails et faits qui, dans les conditions normales d'étude, échappent au chercheur.

La connaissance de paragenèses typiques a une grande importance en minéralogie. Elle facilite non seulement la détermination des minéraux associés, mais rend également de grands services dans la prospection des gîtes minéraux. Si, par exemple, nous trouvons dans des roches éruptives basiques, enrichies en magnésie, des minéraux que l'on peut déterminer plus ou moins facilement par leurs caractères extérieurs, tels que la pyrrhotine (FeS) et la chalcoppyrite (CuFeS_2), nous devons obligatoirement y rechercher un troisième minéral, difficile à identifier, mais très important pour l'industrie,

et qui renferme du nickel — la pentlandite, car on la trouve dans ces roches formée conjointement avec les deux minéraux cités.

Il faut indiquer ici que l'on observe dans la nature les paragenèses de minéraux les plus variées. Cela est dû non seulement à la composition initiale des solutions qui vont cristalliser ou à celle des roches encaissantes qui réagissent avec elles, mais également à la température, la pression ou la profondeur de l'écorce terrestre, à laquelle a lieu la formation ou la transformation des minéraux, ainsi qu'à d'autres facteurs. De plus, certains minéraux ne peuvent prendre naissance que pour des valeurs déterminées des facteurs externes, d'autres, au contraire, peuvent apparaître au cours de processus variés de formation des minéraux. Ainsi, le gypse ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) se trouve fréquemment associé à de chlorures et de sulfates dans des bancs de gisements stratifiés des sels formés à la suite de l'assèchement des bassins lacustres ou des lagunes contenant des sels dissous. Dans d'autres cas, on l'observe en tant que produit de l'altération chimique de roches (dans les régions de faibles précipitations), associé à des hydroxydes de fer et des produits d'altération des argiles ; du reste, comme le montrent les travaux d'extraction, le gypse disparaît assez rapidement avec la profondeur. On a aussi décrit des cas de présence de gypse sous forme de cristaux dans des fissures, dans des laves et des roches éruptives décomposées et décolorées, près des solfatares (émissions de vapeur sulfureuses dans les régions d'activité volcanique), où le gypse avait pu se former aux dépens des minéraux calcaires des roches encaissantes, sous l'effet des eaux chaudes chargées d'acide sulfurique, etc.

La variété des paragenèses de minéraux se complique souvent du fait que dans de nombreux cas, à un groupe donné de minéraux formés ensemble, liés à un même processus, se superposent des associations minérales dont la genèse est due à un autre processus ; de plus, ces néoformations peuvent, fréquemment, se développer en partie aux dépens des minéraux antérieurs. Aussi est-il important, dans ces cas, de bien distinguer les groupes des *minéraux différents de par leur origine, mais formés ensemble*, car il existe naturellement des lois d'association de minéraux propres à chaque processus de formation de minéraux. Le fait même de la superposition d'un nouveau processus de formation de minéraux témoigne de la modification des conditions physico-chimiques d'équilibre des phases minérales. Cela a fréquemment pour conséquence qu'une partie au moins des minéraux déjà formés s'avère instable dans les nouvelles conditions et est sujette à des modifications correspondantes, ou à la substitution par de nouveaux minéraux.

En ce qui concerne les *associations caractéristiques d'éléments chimiques* dans les minéraux pris isolément, ce problème se résout entièrement, pour les corps cristallins, sur la base des principes de la cristallogénie. On sait que le groupement d'éléments hétérogènes dans les structures cristallines est conditionné par les propriétés

chimiques en liaison avec la structure des atomes ou des ions, leurs dimensions et propriétés. La substitution de certains atomes et groupes d'atomes par d'autres dépend également de leurs dimensions, et, dans les composés ioniques, se pose la condition de l'équilibre entre les sommes des valences positives et négatives.

Les caractéristiques typomorphiques des minéraux. On avait déjà noté depuis longtemps que certains minéraux possèdent des formes cristallines typiques, propres à un type donné de gisements ou à une certaine roche. La calcite (CaCO_3) par exemple, que l'on trouve en général sous forme de cristaux des cavités, apparaît dans certains gîtes sous formes de scalénoèdres caractéristiques, dans d'autres, sous formes de grands rhomboèdres à sommets arrondis ou aigus, ou encore en cristaux lamellaires, ou en baguettes, etc. On a essayé de trouver une dépendance entre différentes formes de cristaux et la température de leur formation. On a finalement pu conclure que ce n'est en général pas la température qui influe surtout sur la morphologie et les dimensions des cristaux, mais plutôt la concentration des composants des solutions, la présence de telle ou telle impureté et le degré de sursaturation des solutions.

Actuellement, on range dans les caractéristiques « typomorphiques » des minéraux non seulement la forme des cristaux, mais en général toute caractéristique typique des minéraux, par exemple la couleur, la présence en qualité d'impureté de tel ou tel élément chimique dans la composition des minéraux, les types de macles, etc. Il est incontestable que ces traits caractéristiques pour un certain gisement sont en liaison avec la composition des solutions à partir desquelles ont cristallisé les minéraux, la température, la pression entre autres conditions de la formation des minéraux. Nous en donnerons quelques exemples.

On avait noté que la cassitérite (SnO_2) des formations à hautes températures, dites de pegmatites (pour les distinguer de celles des gisements hydrothermaux), contient souvent, sous forme d'additions, des métaux tels que le niobium, le tantale, le fer, etc. Aussi lorsque l'on trouve de la cassitérite au cours de prospections sous forme de grains roulés dans les alluvions meubles de ravins et de vallées fluviales, on peut juger approximativement par sa composition quel type de gisement en est la source.

On sait également que les gros cristaux de quartz des filons « de type alpin » ont contrairement à ceux d'autres gisements quelques particularités typiques des formes cristallines, une paragenèse déterminée de minéraux, et présentent des blocs monocristallins relativement gros, au sein des cristaux généralement macclés suivant la loi du Dauphiné.

Quant à l'or natif, il est le plus argentifère (sous forme de mélange isomorphe) dans les gisements formés près de la surface de l'écorce terrestre, c'est-à-dire dans les conditions de pression et de tempé-

rature relativement basses. L'or argenté (électrum) se distingue également de l'or natif par ses propriétés physiques : il a un poids spécifique un peu moindre et une teinte jaune plus claire. En paragenèse avec lui on trouve fréquemment des composés sulfureux de l'argent : argentite (Ag_2S), proustite (Ag_3AsS_3), etc.

Dans la très grande majorité des gîtes minéraux se caractérisant par des conditions de formation très complexes, on observe une grande variété de ces caractéristiques, ce qui nécessite des études extrêmement détaillées afin de déterminer une logique réelle qui permette des conclusions valables. Ceci n'exclut toutefois pas l'intérêt que ces critères présentent pour l'étude de gisements minéraux.

2. PROCESSUS GÉOLOGIQUES DE FORMATION DES MINÉRAUX

Afin d'éclaircir les conditions de genèse d'un complexe quelconque de minéraux, il importe non seulement de fixer le mode de leur formation, mais aussi de le relier à ceux des processus géologiques qui se déroulent dans l'écorce terrestre pour aboutir à la formation de gisements très variés de roches et de minerais. Ces questions sont examinées en détail dans les cours spéciaux de pétrographie et d'étude de gîtes minéraux. Nous ne donnerons ici que des notions tout à fait générales, se rapportant à ces questions dans la mesure où cela serait nécessaire par la suite lors de la description des minéraux.

Tous les minéraux apparus à la suite de processus géologiques quelconques se subdivisent en deux groupes principaux d'après la source d'énergie qui leur a donné naissance :

1) Minéraux *endogènes* (nés à l'intérieur), formés au cours de processus qui sont alimentés par l'énergie thermique interne du globe terrestre ; les minéraux nés à la suite de ces processus sont des produits de l'activité magmatique (au sens large du terme) ; les roches et les gisements minéraux résultent de la cristallisation du magma lui-même et de ses différentes apophyses ; les processus de formation de minéraux se déroulent à des profondeurs variées et à des températures diverses, mais habituellement élevées.

2) Minéraux *exogènes* (nés à l'extérieur), ils prennent naissance au cours de processus qui utilisent l'énergie solaire externe que reçoit la surface du globe terrestre ; les roches variées et des minerais d'origine différente qui affleurent et se désagrègent à la surface de la Terre constituent la source de leur matière ; les processus générateurs de minéraux se déroulent dans la partie la plus superficielle de l'écorce terrestre, à des températures basses et à des pressions voisines de celles de l'atmosphère, sous l'action réciproque d'agents physiques et chimiques de l'atmosphère, de l'hydrosphère, de la biosphère.

Les masses minérales endogènes et exogènes subissent, après leur formation, des transformations (métamorphisme) lorsque les

conditions externes se trouvent modifiées. Des transformations particulièrement marquées dans la composition et la structure des masses minérales se produisent au cours du *métamorphisme régional*, quand les massifs de roches et les gisements qui leur sont liés passent, du fait de dislocations tectoniques, des zones de leur formation initiale dans des zones plus profondes de l'écorce terrestre. Ce métamorphisme de profondeur se produit à des températures et pressions relativement élevées, et il se présente très fréquemment dans l'écorce terrestre.

Processus endogènes de formations des minéraux

Les connaissances actuelles sur les processus endogènes de formation des minéraux reposent sur l'hypothèse de foyers magmatiques situés dans les parties profondes de l'écorce terrestre. Puisque les processus eux-mêmes se déroulent à de grandes profondeurs, ils ne sont point accessibles à l'observation. Ce n'est que dans les régions d'activité volcanique que nous pouvons recueillir certaines données permettant d'apprécier les phénomènes profonds. Toutefois, les résultats de l'étude de la composition, des caractères structuraux, des conditions de gisement et des relations réciproques de différentes roches ignées et des gisements minéraux qui y sont liés permettent également de formuler certaines idées (en concordance avec les lois de la physique et de la chimie) sur les lois propres aux processus endogènes de formation des minéraux.

Conformément à ces notions, les magmas sont des masses en fusion ignées, silicatées, de composition complexe dans lesquelles entrent aussi des constituants volatils.

Lorsque des masses considérables de magma pour une raison quelconque parviennent dans les parties supérieures de l'écorce terrestre sans atteindre la surface même, elles subissent, sous une forte pression externe, un refroidissement lent et une différenciation dont les produits sont, par cristallisation, à l'origine de diverses roches ignées silicatées. Les métaux lourds (tels que Sn, W, Mo, Au, Ag, Pb, Zn, Cu, etc.), présents dans les magmas en quantités infimes, forment avec des constituants volatils (H_2O , S, F, Cl, B, etc.), des composés facilement solubles, et, au fur et à mesure de la cristallisation, les magmas se concentrent dans les parties supérieures des foyers magmatiques. Dans certains cas, ils permettent la formation de solutions résiduelles silicatées, dont la cristallisation fait apparaître des pegmatites qui renferment des minéraux à F, B, Be, Li, Zr et parfois à des éléments des terres rares, etc. Dans d'autres cas, ces solutions quittent les foyers magmatiques sous forme de produits gazeux, exerçant de fortes actions de contact sur les roches encaissantes, avec lesquelles elles produisent des réactions chimiques. Elles sont entraînées finalement sous forme de solutions aqueuses (solutions hydrothermales), le long des fissures, vers le toit des massifs

magmatiques, formant fréquemment de riches gisements à la partie
surtout métalliques. lorsque

Peu de métaux lourds restent dans le magma et ils se concentrent
au cours de sa différenciation dans certaines couches à l'intérieur des
massifs magmatiques.

Dans les cas où le magma atteint la surface terrestre et s'épanche
sous forme de laves, les composants volatils, libérés, se dégagent
dans l'atmosphère.

En accord avec l'évolution des phénomènes du cycle magmatique
on distingue dans les processus endogènes de formation des minéraux
les stades suivants : 1) stade magmatique (au sens propre du terme)
; 2) stade pegmatitique, 3) stade pneumatolyto-hydrothermal.

1. Les processus magmatiques ont eu lieu à toutes les époques
géologiques et ont abouti à la formation de massifs énormes de roches
magmatiques ou ignées.

D'après les conditions de formation, on distingue avant tout dans
ces roches deux groupes principaux : a) roches *effusives* (extrusives),
c'est-à-dire épanchées sur la surface terrestre sous forme de laves,
ou rapidement consolidées tout près de la surface sous basse pres-
sion externe, et b) les roches *intrusives*, consolidées en profondeur sous
une haute pression, en grands massifs à allure de champignon strati-
forme et de forme irrégulière. Les roches effusives, subissant un
refroidissement rapide, n'ont pas le temps de cristalliser entière-
ment et c'est pourquoi elles renferment une certaine quantité de
verre volcanique et souvent de nombreuses cavités arrondies (dans les
laves bulleuses) qui témoignent du dégagement de gaz à la suite du
brusque abaissement de la pression externe. Par contre, les roches
intrusives sont des roches holocristallines.

Comme on l'a déjà vu, les phénomènes de différenciation aboutis-
sent à la formation, à partir des magmas, de roches qui diffèrent par
leur composition chimique et minéralogique et par leurs poids spé-
cifiques. En fonction de la teneur en silice et autres constituants, on
distingue :

a) les roches ignées ultrabasiques, riches en MgO et FeO , mais
les plus pauvres en SiO_2 ($< 45\%$) : dunites, pyroxénites parmi les
roches intrusives, et picrites dans les complexes effusifs ;

b) les roches ignées basiques, plus riches en SiO_2 ($45-55\%$) et ri-
ches en Al_2O_3 et CaO , mais plus pauvres en MgO , FeO : gabbros et
norites parmi les roches intrusives, basaltes et diabases—dans les
complexes effusifs ;

c) les roches éruptives semi-acides par leur teneur en SiO_2 ($55-65\%$),
plus pauvres en CaO mais enrichies en alcalis : diorites et diorites
quartziques parmi les roches intrusives ; porphyrites, andésites,
etc., dans les complexes effusifs ;

d) les roches ignées acides, riches en SiO_2 ($> 65\%$), mais encore
plus riches en alcalis et plus pauvres, comparées aux précédentes,

en CaO, FeO, MgO : granodiorites, granites, etc., comme roches intrusives ; liparites, porphyres quartzeux, etc., dans les complexes effusifs.

La figure 50 indique les teneurs en éléments, sous forme d'oxydes, dans les principales roches intrusives. Il est facile de suivre sur ce diagramme la variation de composition des roches éruptives ultrabasiques, basiques, semi-acides et acides.

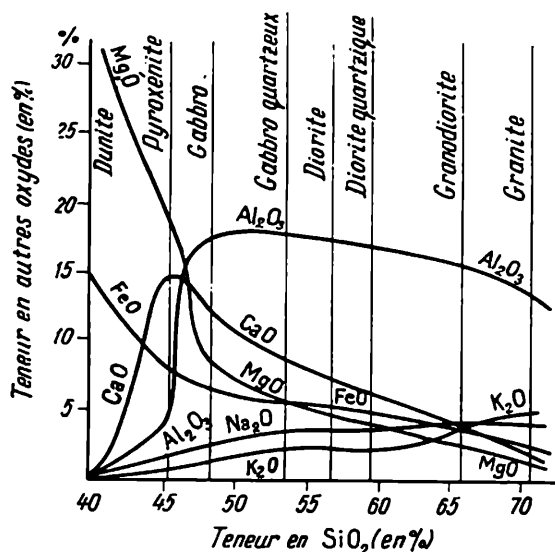


Fig. 50. Diagramme des compositions chimiques des principales roches magmatiques intrusives.

La famille des syénites néphéliniques sans quartz (environ 55 % de SiO_2), plus riches en alcalis et Al_2O_3 que les granites, ainsi que celles des phonolites, leucitophyres et autres complexes effusifs, occupent une place un peu à part.

Dans une série de massifs intrusifs, où la différenciation du magma s'est développée d'une façon plus parfaite, les variétés acides des roches occupent les parties supérieures, et les roches basiques et ultrabasiques de poids spécifiques plus élevés sont situées en profondeur près de la limite inférieure des massifs.

Des gîtes miniers d'origine magmatique ne se rencontrent que dans les roches éruptives ultrabasiques et basiques, gîtes de Cr, Pt et d'autres métaux du groupe du platine, ainsi que de Cu, Ni, Co, Fe, Ti, etc.

Dans les roches intrusives riches en alcalis (syénites néphéliniques), on trouve des gisements de terres rares (niobium, tantale, titane, zirconium) et de minerais non métallifères : phosphore (apatite), matières premières alumineuses (néphéline), etc.

2. Les processus de formation des pegmatites se situent à la partie supérieure au-delà de la bordure de massifs magmatiques, lorsque ces massifs sont formés à de grandes profondeurs (quelques kilomètres), donc à des hautes pressions externes, contribuant à retenir dans le magma des composants volatils à l'état dissous, qui réagissent avec la roche déjà cristallisée.

Les pegmatites, en tant que corps géologiques¹, se présentent sous l'aspect de filons, filons-couches ou amas aux formes irrégulières, caractérisés par l'extraordinaire grosseur des grains des agrégats minéraux. L'épaisseur des corps filoniens atteint fréquemment plusieurs mètres et on les suit souvent sur des dizaines, voire des centaines de mètres. Ces corps pegmatiques sont en général situés dans les roches mères ignées, mais il arrive qu'on les rencontre dans les roches encaissantes des massifs intrusifs, sous forme de filons.

Il importe de signaler que l'on observe des pegmatites dans les roches intrusives les plus variées, depuis les roches ultrabasiques jusqu'aux roches acides. Toutefois, elles apparaissent le plus fréquemment dans les roches acides et alcalines. Les pegmatites de roches basiques ne présentent aucun intérêt pratique.

De par leur composition, les pegmatites diffèrent peu de roches mères; leur masse principale comporte les mêmes minéraux essentiels. Seuls les minéraux accessoires (en quantités), et encore pas pour tous les types de pegmatites, diffèrent sensiblement par leur nature, car ils contiennent des éléments chimiques rares précieux, souvent en association avec des minéraux qui renferment des composants volatils. C'est ainsi, par exemple, que l'on observe dans des pegmatites de granites outre les minéraux essentiels (feldspaths, quartz, micas), des composés fluorés borés (topaze, tourmaline), des minéraux à béryllium (béryl), lithium (lépidolites), parfois des terres rares, du niobium, du tantale, de l'étain, du tungstène, etc.

Dans de nombreuses formations pegmatiques, on observe une structure zonée et une distribution assez ordonnée des minéraux. Par exemple, dans les pegmatites de la région de Mourzinka, dans l'Oural (fig. 51) les zones externes, au contact des granites encaissants, sont constituées d'une roche à grain fin, claire (aplite).

Plus près de la partie centrale du filon, des zones de « pegmatite graphique » (quartz et feldspath enchevêtrés) leur succèdent. Ensuite, viennent les zones à grands cristaux de feldspath et de quartz. Dans les parties centrales d'un filon de pegmatite, on peut rencontrer des cavités dont les parois sont recouvertes de druses de grands cristaux bien formés de cristal de roche, topaze et autres gemmes.

Quand des pegmatites pénètrent dans des roches encaissantes,

¹ Il ne faut pas confondre avec cette notion le sens purement structural de « pegmatite », en tant que mélange de quartz et de feldspath enchevêtrés suivant des règles précises et dans des proportions déterminées (« pegmatite graphique »). De telles formations existent surtout dans les pegmatites granitiques.

particulièrement riches en alcalino-terreux (MgO , CaO), leur constitution minérale diffère sensiblement de la composition des pegmatites incluses dans les roches mères.

La paragenèse des minéraux indique dans des cas de ce genre que des réactions actives se sont déroulées durant les processus d'interaction entre les solutions et les roches encaissantes. On met également en évidence des associations de minéraux comprenant

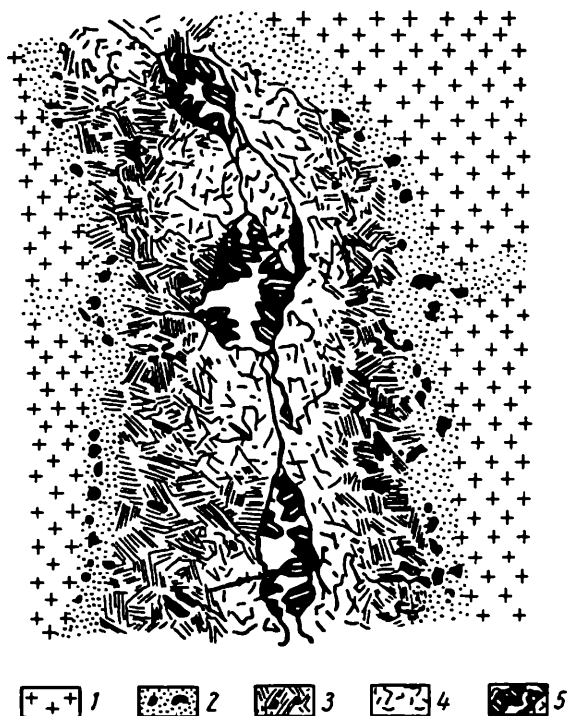


Fig. 51. Structure d'un filon de pegmatites.

1 — granite; 2 — zone d'aplite; 3 — « pegmatite graphique »; 4 — amas à grands cristaux de feldspath et de quartz; 5 — cavité avec druses de cristaux.

non seulement des éléments du magma (Si , Al , des alcalis, etc.), mais également ceux des roches encaissantes (MgO , CaO) qui, au contact de pegmatites, se modifient elles-mêmes fortement. De telles pegmatites se rapportent, d'après la classification de A. Fersman, aux pegmatites de « croisement », différenciées des pegmatites « de lignée pure » examinées plus haut.

On ne peut encore considérer l'origine des pegmatites comme entièrement éclaircie. A. Fersman y voyait un produit de cristallisation de masses fondues résiduelles, enrichies en composés volatils. Plus récemment, A. Zavaritski a admis, sur la base de considérations

physico-chimiques, que des massifs à grands cristaux peuvent se former par recristallisation des roches mères, sous l'action de gaz accumulés dans le résidu magmatique qui résulte des processus de cristallisation du magma. Pourtant, dans l'un et l'autre cas, les pegmatites se forment à la fin du processus magmatique proprement dit, et elles occupent une position en quelque sorte intermédiaire entre les roches magmatiques de profondeur et les gîtes miniers hydrothermaux.

3. Les processus pneumatolytiques et hydrothermaux sont en fait nettement post-magmatiques; ils se déroulent quand le processus principal de cristallisation du magma est à peu près terminé dans le massif en profondeur.

Les phénomènes de *pneumatolyse* (« pneuma » veut dire souffle en grec), peuvent se produire quand les masses fondues, saturées de composants volatils, cristallisent sous une faible pression externe. Pour cette raison, il se produit à un certain moment une ébullition sous forte pression, le liquide résiduel se transforme en gaz qui coexiste alors avec les minéraux solides déjà ségrégés, et la matière est distillée. Des processus de ce genre doivent se dérouler lorsque les magmas se solidifient à des profondeurs moyennes ou élevées.

Dans ce cas, les composés volatils gagnent les roches encaissantes et, réagissant avec elles, produisent ce que l'on nomme le *métamorphisme de contact*. Alors, ont lieu dans les roches encaissantes (toit), *imprégnées de solutions*, des réactions chimiques. Le degré de métamorphisme et la nature des produits dépendent dans une large mesure moins de la température que de l'activité chimique de la solution et de la constitution des roches qui réagissent avec elle. Les observations ont montré que les modifications les plus intenses ont lieu dans les *calcaires* et les roches calcaireuses en contact avec les massifs magmatiques. Comme résultat des réactions qui s'effectuent par substitution ou, comme on dit, par métasomatose se forment des *skarns* (fig. 52), constitués essentiellement de silicates de Ca, Fe, Al, etc. Leur composition chimique indique que les roches encaissantes (calcaires, dolomies, etc.) sont à leur origine aussi bien que les constituants du magma. Il est caractéristique que tout au long du contact on constate des modifications simultanément dans les roches intrusives déjà consolidées au moment où commence le processus en question. Aux minéraux des roches magmatiques se substituent des néoformations dont la composition indique qu'il y a un apport d'éléments en provenance des assises carbonatées (Ca, Mg). Il se forme fréquemment, en liaison avec les skarns (fig. 52), d'importants gisements de fer, parfois de tungstène, de molybdène ou de quelques autres métaux.

Lorsque les magmas sont extrusés jusqu'à la surface terrestre, d'énormes quantités de composés volatils sont rejetées dans l'atmosphère. Toutefois, dans les fissures des laves solidifiées, sur les parois

des cratères des volcans et dans d'autres roches voisines, on peut souvent observer la formation de produits de sublimation de minéraux comme le soufre natif, le chlorure d'ammonium, les minéraux

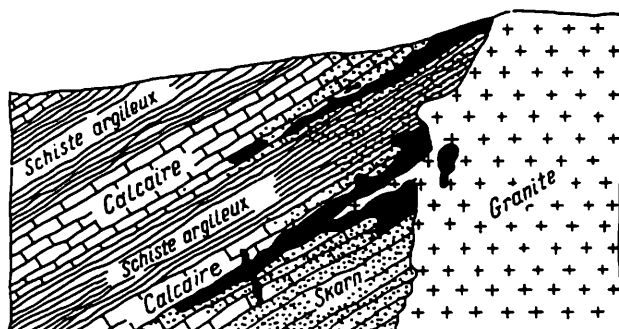


Fig. 52. Coupe géologique schématisée d'un gîte métasomatique de contact. En noir sont indiqués les gisements miniers (minerais de magnétites).

du bore, etc. On enregistre également des réactions métasomatiques, mais elles sont plus faiblement marquées que dans le cas précédent¹.

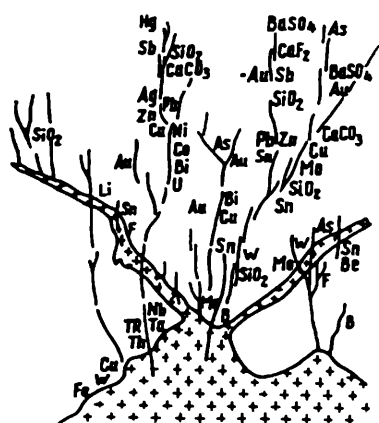


Fig. 53. Schéma général de la disposition de formations hydrothermales; on a indiqué par de petites croix les roches magmatiques.

Les *processus hydrothermaux*, en profondeur, se développent au toit, à une certaine distance du contact direct avec les roches magmatiques. Les solutions résiduelles, se trouvant à l'état de vapeur, utilisent les voies offertes par les systèmes de joints produits lors de la pénétration du magma dans le toit des foyers magmatiques (fig. 53); elles se refroidissent graduellement, se liquéfient et deviennent des solutions hydrothermales.

Les conditions les plus favorables pour la manifestation de processus hydrothermaux se créent aux petites et moyennes profondeurs (jusqu'à 3-5 km de la surface). La majorité des formations hydrothermales est liée à des intrusions de roches acides (granites, granodiorites, etc.).

La zone où circule la solution, qui commence tout près des parties supérieures des foyers magmatiques, atteint parfois la

¹ Certes, on ne peut ranger entièrement ces modes de formation des minéraux dans les processus pneumatolytiques proprement dits, dans la mesure où ils se produisent sous très faible pression externe.

surface du sol. Dans les régions d'activité volcanique récente des sources chaudes minéralisées fonctionnent encore déposant de la silice avec des composés sulfureux de Hg, Sb, As, Pb, Cu, etc., en quantités pondérables.

A mesure qu'elles s'éloignent des foyers magmatiques vers la surface terrestre, les solutions hydrothermales rencontrent un milieu qui s'enrichit graduellement en oxygène; la pression externe baisse corrélativement, les températures tombent probablement de 400° à quelques dizaines de degrés. Il va de soi que ces facteurs influent sur le déroulement des réactions chimiques et sur la nature minérale des formations hydrothermales. Suivant la prédominance de certaines associations de minéraux, ces formations sont subdivisées tout à fait conventionnellement, en formations de haute, moyenne et basse températures. Cela ne veut évidemment pas dire que l'on ne puisse trouver parmi les formations de hautes températures d'associations de minéraux cristallisés à basse température. Même dans les pegmatites et les formations métamorphiques de contacts on observe toujours des minéraux d'origine hydrothermale de température plus basse. Ils ne témoignent que des stades finaux du processus de ségrégation de minéraux, commencé à températures élevées.

La formation de solutions hydrothermales paraît se poursuivre pendant une très longue durée — pendant toute la période de vie d'un foyer magmatique. L'analyse des relations observées entre différents gisements qui constituent un même complexe a conduit le savant soviétique S. Smirnov à la conclusion suivante: le mouvement des solutions minérales est discontinu, car il est lié à une fissuration répétée et variable. Des indices fréquents de la superposition de stades plus tardifs de minéralisation sur de plus anciens en témoignent.

La forme des agrégats minéraux dépend de la configuration de vides remplis et en partie, de la composition des roches où s'effectue la circulation des solutions. Lorsque des fissures se remplissent, il se forme des filons interrompus (fig. 54) dont les racines s'enfoncent parfois dans les parties supérieures des massifs magmatiques. Des *disséminations* se forment par dépôt de minerais dans les pores et les menus vides. Si les solutions rencontrent sur leur chemin des roches réagissant facilement (par exemple des calcaires), il se forme des *gîtes métasomatiques* de forme généralement irrégulière. Si les solutions arrivent brusquement dans de grandes cavités béantes, il doit se produire, à cause de la brusque diminution de pression, une évaporation massive du solvant (eau), et donc, au moins au début, une forte sursaturation des solutions et une précipitation de masses colloïdales. On trouve en effet très souvent des traces de formations métacolloïdales sur les parois des filons, surtout quand ces processus accompagnaient des intrusions peu profondes. Les vides avec des druses de cristaux variés sont également très courants.

La composition minéralogique des gîtes hydrothermaux est très variée. Dans la très grande majorité des cas, les filons sont constitués par des masses de quartz qui contiennent des amas de minéraux variés, le plus souvent des composés sulfurés de métaux. Signalons que c'est précisément de gîtes hydrothermaux que l'on extrait la



Fig. 54. Série de filons de scheelite quartzeux de faible épaisseur, affleurant dans un escarpement. A gauche on voit la neige, en blanc.

plupart des minerais de métaux rares (W, Mo, Sn, Bi, Sb, As, Hg, partiellement Ni et Co), de métaux non ferreux (Cu, Pb, Zn), de métaux précieux (Au et Ag), ainsi que de métaux radioactifs (U, Ra, Th).

Processus exogènes de formation des minéraux

Les processus de formation des minéraux qui se déroulent à la surface de la Terre aux dépens de l'énergie solaire se prêtent beaucoup mieux à l'observation que les processus endogènes.

Nous savons que sur les continents sous l'effet de l'action des agents atmosphériques (oxygène de l'air, acide carbonique, eau) et de l'activité vitale des micro-organismes se déroulent des phénomènes chimiques dont l'ensemble constitue les *processus d'altération* des roches qui aboutissent à la décomposition physique et chimique de tout ce qui avait été créé par les processus endogènes, tout en provoquant, en même temps, la formation de produits nouveaux stables dans les conditions créées à la surface de la Terre.

Une partie de ces produits est transportée par les eaux courantes à l'état dissous ou en suspension, et, au cours du trajet, ils se déposent dans les vallées fluviales lorsque le courant se ralentit ou dans des bassins lacustres ou marins où se déroulent des processus originaux de minéralisation aboutissant à des dépôts sous forme de couches au fond des bassins. Ces phénomènes constituent la *sédimentation*.

1. Les processus d'altération se manifestent tout d'abord par la destruction mécanique des roches et des minerais sous l'influence des variations de température, ce qui aboutit à la désagrégation des minéraux qui constituent les roches, lesquels possèdent des

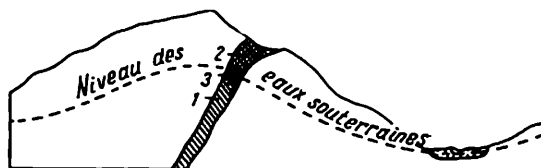


Fig. 55. Coupe transversale schématisée d'un gisement sulfureux qui affleure.
1 — minerais primaires de sulfure de cuivre ; 2 — chapeau de fer ; 3 — zone d'enrichissement secondaire en cuivre (en noir).

coefficients de dilatation différents ; l'eau qui se congèle dans les fissures et les pores agit, ainsi que d'autres facteurs. Mais le facteur le plus important est la décomposition chimique des minéraux en voie d'altération, sous l'effet des eaux de pluie et de surface, contenant à l'état dissous de l'oxygène, de l'acide carbonique et d'autres gaz, ce qui leur confère un pouvoir oxydant et dissolvant assez fort. En s'infiltrant et en descendant jusqu'au niveau des nappes souterraines (fig. 55) l'eau perd petit à petit son oxygène au cours du processus d'oxydation, d'hydratation et de carbonatation.

Le lessivage des composés solubles ainsi constitués aboutit à la formation de pores, cavernes, parfois de grandes cavités (formes karstiques). Les parois de ces vides sont souvent recouvertes de formations colloïdales en enduit ou en groupements de cristaux de minéraux exogènes quelconques ; ces vides peuvent être remplis de matériel terreux ocreux. Dans les endroits où a lieu un lessivage intensif de roches plus ou moins solubles, on observe un affaissement de la surface du sol, et, parfois, la formation d'entonnoirs d'effondrement et même de grandes cavernes (dans les massifs de gypse et de calcaires).

Le couvert végétal qui se développe en surface ainsi que les différents composés organiques qui passent dans les solutions renforcent considérablement la décomposition chimique des roches et des minerais.

Les minéraux chimiquement résistants (tels que le quartz, l'or, le platine, etc.), ainsi que les néoformations peu solubles, s'accu-

mulent à la surface de la Terre dans les produits résiduels que l'on observe sous forme de masses d'aspect argileux, de différentes teintes claires et foncées, le plus souvent brunes, colorées par les hydroxydes de fer.

Les produits insolubles de l'altération chimique, accumulés à la surface ou à son voisinage, forment des *gisements* dits *résiduels*, amas d'hydroxydes et d'hydrosilicates essentiellement. Tels sont, par exemple, de nombreux gisements d'argiles, de kaolinites, de bauxite, de minerais de fer, de nickel et d'autres minerais, formés lors de la destruction intensive des roches de composition correspondante, et qui occupent parfois des surfaces très considérables.

Lorsque des gîtes quelconques de minerais utiles subissent l'altération chimique, les formations résiduelles qui apparaissent alors portent le nom de *chapeaux* (de fer, de manganèse, de gypse, etc.). La teneur en minerais restant dans ces chapeaux est en général considérablement plus élevée que dans les minerais primaires non décomposés, c'est-à-dire, s'étendant au-dessous du niveau des eaux souterraines à cause du lessivage de certains composants.

Il importe de noter que certains des métaux lessivés, surtout le cuivre, ainsi que l'argent, le zinc, etc., évacués par les eaux d'infiltration sous forme de solutions vers le bas de la zone d'oxydation (c'est-à-dire le niveau des eaux souterraines) entrent en réaction avec les minerais primaires ou avec les roches encaissantes chimiquement actives (calcaires). Une zone d'enrichissement supergène (*secondaire*) des gisements sulfurés, avec une augmentation considérable de la teneur en cuivre des minerais (voir fig. 55), se forme alors dans les gisements de sulfures de cuivre.

Les facteurs climatiques (température moyenne annuelle et taux des précipitations) jouent un grand rôle dans les processus d'altération chimique. A faible humidité et températures moyennes annuelles élevées, les processus d'oxydation et de concentration de composés chimiques s'effectuent de façon plus énergique. Le relief a également une grande importance. Dans les régions montagneuses, du fait de l'érosion intense, les produits de la décomposition chimique n'ont pas le temps de s'accumuler. On observe le tableau contraire dans les régions de relief déprimé.

Les gisements nés lors des processus d'altération se présentent ordinairement sous l'aspect de nids ou de gîtes stratiformes assez irréguliers, plus ou moins parallèles à la surface terrestre. Le long des grandes fissures, des zones de broyage et des contacts de roches hétérogènes physiquement et chimiquement, c'est-à-dire là où pénètrent plus profondément les agents superficiels d'altération, peuvent se former des gisements de minerais d'origine superficielle à fort pendage, terminés en biseau en profondeur.

2. Les processus sédimentaires ont lieu dans les milieux aqueux : dans les fleuves, les lacs et les mers. Dans les bassins marins, ils

ont mené, à toutes les époques géologiques, à la formation de couches de roches sédimentaires de puissance énorme. On distingue parmi ces formations les sédiments mécaniques et chimiques.

Les *sédiments mécaniques* se forment lors du transport des produits d'altération et du remaniement par les cours d'eaux de minéraux et de débris de roches chimiquement résistants; ce sont les galets, les graviers, les sables et les argiles sableuses dans les vallées fluviales et les bassins d'eau douce ou salée. Si l'érosion attaque des produits d'altération de gîtes et de roches contenant des minéraux précieux chimiquement stables, le triage répété et la redistribution de ce matériel par gravité mènent dans les vallées fluviales à la formation de *placers* (fig. 56) qui présentent souvent un intérêt industriel (placers d'or, de platine, de diamants, etc.).

Durant l'accumulation des sédiments mécaniques, il ne se forme pas en réalité de nouveaux minéraux. Ce n'est que dans des *placers* très anciens qu'ont parfois lieu des modifications chimiques postérieures du matériel détritique.

Les *sédiments chimiques* se forment surtout dans les lacs et les bassins marins. La précipitation des sédiments peut se produire de différentes façons: soit par cristallisation de solutions saturées de sels, soit par précipitation de formations colloïdales se coagulant sous forme de gels, soit, enfin, par accumulation de produits de l'activité vitale du monde organique et de résidus organiques eux-mêmes.

1. On observe la formation de *sédiments cristallisés* dans de nombreux lacs en voie d'assèchement, où l'évaporation superficielle, en climat sec et chaud, l'emporte sur l'apport de l'eau douce.

La cristallisation des sels commence avec une certaine sursaturation des solutions aqueuses. La succession de la précipitation des minéraux pendant l'évaporation progressive du solvant (H_2O) est déterminée par deux facteurs d'équilibre principaux du système: la composition des solutions, ou plus exactement, par le rapport de concentration des constituants qui entrent dans le système, et la température des solutions à laquelle a lieu la cristallisation. Les conditions d'équilibre des sels sulfatés et chlorés de Ca, Mg, K et Na que l'on trouve dans l'eau de mer ont été étudiées en détails, pour différentes concentrations et températures, par Van't Hoff, N. Kournakov, etc.

2. La formation de *sédiments colloïdaux* dans les bassins lacustres et marins est beaucoup plus complexe, et ce phénomène n'a pas encore été suffisamment étudié sous tous ses aspects. Certains composés, formés durant l'altération, sont transportés par les eaux courantes non seulement sous la forme de solutions vraies, mais aussi sous celle de solutions colloïdales, collosols, stables dans les eaux douces. Ces solutions, arrivant dans les bassins marins avec les eaux superficielles, se coagulent sous l'effet des électrolytes que renferment en grandes quantités l'eau de mer sous forme d'ions



Fig. 56. Coupe de placer platinifère.

**a — roche en places ; b — « sables » platinifères ; c — galets en bancs (« fluviaux »)
d — argiles recouvertes d'une couche de sol végétal.**

des sels dissous. Ainsi se comportent des solutions colloïdales des oxydes de fer, de manganèse, de silicium, etc.

Les gels formés se déposent, avec les particules argileuses le matériel détritique fin apportés par les eaux fluviales, et les restes d'organismes marins, au fond des zones bordières des bassins sous formes d'intercalations ou de couches plus épaisses, de forme régulière. Avec le temps, certaines modifications (diagenèse) se produisent dans ces sédiments qui se transforment en masses compactes.

L'exemple d'accumulations sédimentaires de manganèse a mis en évidence une modification régulière des paragenèses de minéraux dans les sédiments, en fonction des conditions physico-chimiques de leur formation au fond des bassins. Dans les secteurs littoraux peu profonds se trouvent les composés de manganèse tétravalent les plus riches en oxygène et à mesure que l'on s'éloigne de la ligne du rivage, ils sont graduellement remplacés par les composés carbonatés de manganèse bivalent, accompagnés de rares sulfures de fer. Dans les secteurs peu profonds, l'accumulation des sédiments a dû se produire en présence d'une certaine quantité d'oxygène dissous dans l'eau de mer jusqu'à une certaine profondeur; tandis que dans les secteurs plus profonds l'oxygène manquait, les restes organiques se décomposaient avec formation d'acide carbonique et, partiellement, d'hydrogène sulfuré, qui ont dû donner les carbonates et les composés sulfurés qui les accompagnent. C'est ainsi que se sont créés les *faciès* de minerais de différentes compositions (oxydes et carbonates). Des relations analogues entre les sédiments de composition différente existent également dans les gîtes de fer, pour lesquels on connaît, depuis longtemps déjà, des faciès de minerais oxydés, silicatés, carbonatés.

Nous ne savons encore que très peu de chose sur les processus qui se déroulent dans les profondeurs de bassins maritimes et océaniques.

3. On range parmi les *sédiments organiques (organogènes)* formés à la suite des processus complexes de l'activité vitale des organismes, les calcaires constitués de squelettes d'animaux marins; diatomites, essentiellement constituées de squelettes [siliceux de diatomées; caustobiolithes (« caustos » en grec — combustible), formés aux dépens d'organismes surtout végétaux et en partie animaux (par exemple, les charbons fossiles, les pyroschistes, les pétroles, les gaz combustibles, les bitumes solides, etc.).

Les sédiments organiques peuvent naître par accumulation des squelettes d'animaux morts (coquilles) ou de tissus de plantes supérieures ou inférieures (tourbe, sapropel). Ces sédiments peuvent également être le résultat de l'activité vitale des organismes, par exemple de bactéries anaérobies décomposant les restes organiques ou les sulfates, ce qui conduit finalement à des accumulations de soufre (fig. 57). Enfin, aux dépens des produits de l'activité bacté-

rienne, peuvent apparaître des formations d'aspect noduleux, comme on l'a montré au laboratoire pour les ferrobactéries.



Fig. 57. Affleurements de séries horizontales de sédiments tertiaires montrant des couches d'argiles et marnes calcaires, avec des restes abondants d'algues et coquilles, des veinules de gypse et de soufre natif.

Des transformations ultérieures aboutissent pour certains de ces sédiments à des produits inorganiques (par exemple les calcaires, les phosphorites), d'autres demeurent par contre des composés organiques (houille, etc.).

Le métamorphisme régional et les processus de formation des minéraux qu'il engendre

Les modifications les plus profondes des formations endogènes aussi bien qu'exogènes ont lieu sous l'effet du métamorphisme dit régional, quand, du fait des mouvements tectoniques, des régions entières de zones supérieures de l'écorce terrestre peuvent se trouver portées en profondeur, où règnent des températures et des pressions très élevées, ou dans des conditions où se développent des processus orogéniques.

La composition minéralogique et chimique des roches et des minéraux se modifie alors fortement de même que leurs caractères et leur aspect extérieur. Les composés riches en eau, formés dans les conditions exogènes, se transforment en composés anhydres ou pauvres en eau (par exemple, l'opale se transforme en quartz, la limonite en hématite ou en magnétite, etc.). En même temps, a lieu une recristallisation de la matière (ainsi le calcaire organogène se transforme en marbre, avec destruction des anciennes particularités de structure). Dans de nombreuses roches, ignées y compris, se produit un regroupement complet des composants, avec formation

de minéraux nouveaux. Certains minéraux, tels que le gypse, le soufre natif, le sel gemme, etc., ne se rencontrent jamais dans des massifs métamorphiques. Les réactions chimiques, sous l'effet de la haute pression et de la température élevée, s'orientent vers la formation de minéraux d'un volume plus réduit et d'un poids spécifique accru. La paragenèse des minéraux dépend non seulement de la composition des roches en voie de transformation, mais également, dans une large mesure, de la profondeur où s'effectue le métamorphisme, c'est-à-dire des conditions thermodynamiques.

Les roches elles-mêmes se transforment sous l'effet de fortes actions dynamiques en schistes (fig. 58) susceptibles de se fendre en lames et en plaques (schistes argileux, schistes ardoisiers, mica-schistes, gneiss, etc.). Quand les roches sédimentaires finement litées subissent le métamorphisme et le sens de la pression coïncide avec celui de la stratification ou en est proche, il se produit un écrasement des feuillets avec formation de plissements (fig. 59).

Les composants tels que H_2O , CO_2 et autres minéralisateurs qui jouent un rôle important non seulement dans la recristallisation des masses mais également dans les phénomènes de métasomatose, et même le remaniement de la substance minérale, contribuent également au regroupement de la substance minérale. Les roches magmatiques ou les roches subissant le métamorphisme constituent en l'occurrence la source de H_2O et de CO_2 . De certaines roches, surtout sédimentaires, doivent, durant les processus de recristallisation en agrégats de minéraux anhydres, se libérer des quantités assez importantes d'eau et partiellement d'acide carbonique. Dans les conditions où règnent de hautes températures et pressions, cette eau métamorphique doit acquérir toutes les propriétés des solutions hydrothermales typiques, dont la genèse est liée à l'activité magmatique intrusive; autrement dit, cette eau doit avoir une capacité élevée de dissolution, de transport et de dépôt de minéraux le long des fissures ou par métasomatose. Cela n'exclut pourtant pas la possibilité d'imprégnation des roches en voie de métamorphisation par de vapeurs d'eaux magmatiques, surtout dans les régions d'importantes intrusions de roches ignées acides.

✓ Parmi les gisements minéraux que l'on rencontre dans les terrains métamorphisés, on distingue les types suivants qui diffèrent quelque peu par leurs caractères génétiques:

a) les *gisements métamorphisés* qui existaient avant le métamorphisme (par exemple, les gîtes sédimentaires du fer et du manganèse);

b) les *gîtes métamorphiques* apparus seulement au cours des processus de métamorphisme.

Comme exemple de gisements de ce dernier type, on peut indiquer la formation du graphite, dans les massifs métamorphiques, aux dépens de restes organiques. On connaît des cas de formation du graphite cryptocristallin à empreintes végétales dus aux strates de houille (dans les massifs métamorphiques du versant oriental



Fig. 58. Affleurement de roches cristallophylliennes (schistes cristallins) sur la rive d'un cours d'eau.

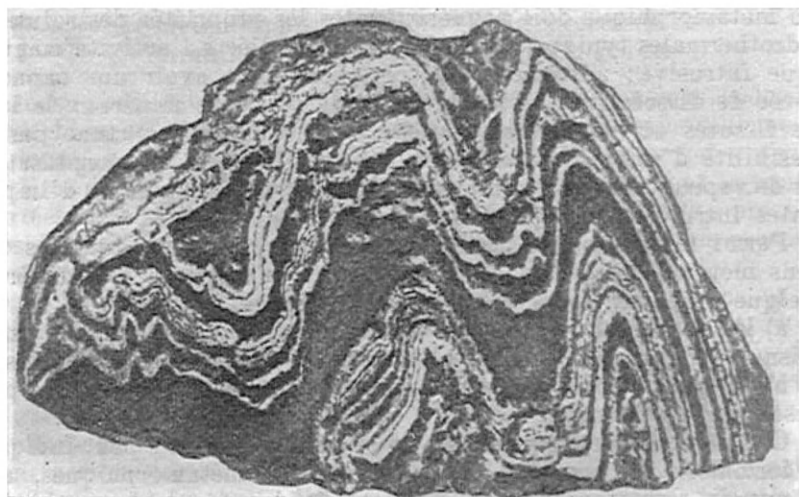


Fig. 59. Rocne finement litée de quartz-magnétite avec des plissotements très menus: 1/4 de la grandeur naturelle.

de l'Oural). Dans ce cas, le graphite, en tant que néoformation, n'est plus un minéral combustible, vu la modification radicale des propriétés initiales et la perte de matières volatiles.

On rapporte également à ce type les gisements extrêmement intéressants du point de vue minéralogique que l'on appelle « filons de type alpin » (c'est dans les Alpes qu'on les a d'abord observé). Ces filons ont attiré depuis longtemps déjà l'attention des minéralogistes, parce que l'on y trouve des druses de cristaux de minéraux variés, remarquables par leur beauté. Elles coïncident avec les fissures de rupture creuses, produites dans les massifs métamorphiques et qui recoupent habituellement la schistosité des roches (fig. 60). Ce qui constitue la particularité la plus caractéristique de ces filons, c'est que l'on y trouve cristallisés les mêmes minéraux que ceux qui apparaissent dans les roches encaissantes au cours du métamorphisme et approximativement dans les mêmes rapports quantitatifs. Seuls des minéraux plus facilement solubles, rares dans les roches et qui contiennent du Ti, P, Cl, B, etc., se rencontrent dans les fissures en quantités quelque peu supérieures à celles des roches encaissantes.

Il est très caractéristique aussi que l'on n'y découvre point d'éléments chimiques ni de minéraux qui dénoteraient des liens génétiques avec l'action hydrothermale, de venues magmatiques acides (par exemple, minéraux de l'or, de l'argent, du plomb, du zinc, de l'antimoine, de l'étain, du tungstène, etc.); quoique la participation dans ces processus des eaux magmatiques ne soit nullement exclue.

Les minces fissures des roches métamorphiques se remplissent entièrement de substance minérale. C'est, par exemple, le cas des filonnets de calcite blanche dans les calcaires gris, du quartz laiteux dans les jaspes rouges, etc. Les dimensions des grains cristallins de ces filonnets sont toujours supérieures à celles du grain des roches voisines.

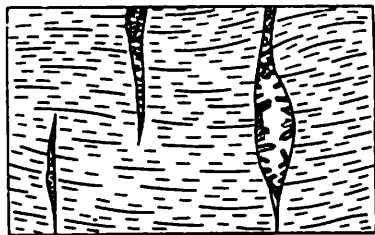


Fig. 60. Schéma de la structure de « filons du type alpin ».

PARTIE DESCRIPTIVE

CLASSIFICATION DES MINÉRAUX

Principes de la classification. Presque tous les traités de minéralogie, parus au cours des 50-60 dernières années, ont suivi la trame générale de la classification chimique des minéraux. Toutes les variantes de cette classification sont basées sur l'interprétation plus ou moins différente de la loi de périodicité des éléments découverte par D. Mendéléev.

Cela explique que la division fondamentale des minéraux en classes suivant la composition chimique, soit, à quelques modifications près, fortement implantée dans la systématique moderne des minéraux. Pourtant, à l'intérieur des classes les subdivisions en sous-classes et groupes de minéraux ont subi d'assez importantes modifications du fait des immenses progrès réalisés dans le domaine de l'étude de la structure des corps cristallins surtout au cours des 30-35 dernières années.

Les études de la structure des cristaux aux rayons X, basées sur les 230 groupes d'espace¹ géométriquement possibles déduits par le savant soviétique E. Fedorov, ont prouvé la dépendance de la composition chimique d'un corps de sa structure cristalline, ce qui a permis de préciser la formule chimique de nombreuses combinaisons compliquées. C'est ainsi qu'il a été possible d'établir avec certitude que des combinaisons comme les minéraux du groupe du spinelle, telles les titanates et les niobo-tantalates ne sont que des oxydes complexes. Nos conceptions sur la nature chimique des silicates, dont la structure cristalline s'est révélée constituée de complexes anioniques les plus variés tant par la forme que par leur arrangement, se sont radicalement modifiées.

Une conséquence non moins importante de ces enrichissements de la science est la mise en évidence des relations fonctionnelles

¹ Encore appelés « groupes de recouvrement » en français. (N.d.T.)

entre la structure cristalline et aussi bien les formes extérieures des cristaux que leurs propriétés optiques, électriques, mécaniques (dureté, clivage, élasticité), etc. Il s'est avéré que toutes ces propriétés des minéraux sont fonctions de l'arrangement dans l'espace des unités structurales (ions, atomes ou molécules), compte tenu de leurs dimensions réciproques et de la nature des liaisons existant entre ces dimensions et les propriétés des ions ou des atomes eux-mêmes définies par la place qu'ils occupent dans le tableau de Mendéléev, autrement dit, par leur structure.

De plus, l'étude des lois de combinaison des éléments chimiques au cours de la formation des minéraux permet de mieux connaître la genèse de ceux-ci. On comprend alors pourquoi et dans quel ordre se fait la « sélection » et le groupement de tels ou tels ions lors de la formation des cristaux à partir des solutions ou des bains de fusion, en fonction des facteurs physiques et chimiques de l'équilibre du système (température, pression et concentration des constituants chimiques). De là, il est facile de déduire pourquoi, dans la nature, il s'effectue une distribution ordonnée des éléments et des combinaisons chimiques caractéristiques dans les produits de l'activité magmatique qui apparaissent successivement (roches ignées, pegmatites, formations hydrothermales) ou dans les produits dus à l'action des agents exogènes aboutissant à la formation d'un manteau de débris superficiel et de sédiments chimiques dans les bassins marins et lacustres, etc.

C'est le signe qu'une nouvelle page est tournée dans l'histoire de la minéralogie moderne qui entre dans une nouvelle étape de son développement. Il est aujourd'hui impensable d'étudier les propriétés des minéraux sans en envisager la composition chimique et sans analyser leur structure cristalline. Et inversement, dans le cas où nous ne connaissons pas encore la structure cristalline d'un minéral, nous pouvons, sur la base de ses propriétés physiques et chimiques, conclure à son appartenance à tel ou tel type structural des combinaisons possédant les mêmes propriétés.

Ainsi, la *classification des minéraux doit être cristallochimique; elle doit être basée sur l'étude des liaisons existant entre toutes les propriétés des combinaisons chimiques naturelles, leur composition chimique et leur structure cristalline.*

La classification des minéraux, adoptée dans le présent manuel, a été élaborée sur la base des considérations importantes qui suivent.

Toutes les substances naturelles qui constituent l'objet de la minéralogie, de même que les corps chimiques de synthèse, doivent au préalable être divisés en deux groupes distincts:

1) minéraux *inorganiques*, auxquels, outre les éléments natifs qui se rencontrent rarement, se rattachent les combinaisons naturelles (à l'exclusion des composés organiques) de tous les éléments.

2) minéraux *organiques*, représentés par une grande variété de combinaisons du carbone (font exceptions les carbonates et les carbures qui sont des combinaisons inorganiques).

Comme on le sait, les combinaisons (ou composés) organiques se distinguent nettement des composés inorganiques non seulement par leurs propriétés chimiques, mais aussi par leur structure cristalline et la nature des liaisons entre les unités structurales. Le degré d'approfondissement de l'étude de ces deux groupes de minéraux n'est pas à l'heure actuelle le même. Alors que nos connaissances des minéraux inorganiques ont beaucoup progressé, la minéralogie des composés organiques ne se trouve encore qu'au début de son développement.

S'il y a 20 ans des substances naturelles comme la tourbe, les lignites, les houilles, les asphaltes et les pétroles étaient considérés comme un groupe de minéraux distincts, actuellement, en particulier du fait de l'étude des corps organiques solides par les méthodes les plus récentes, il devient évident que ces substances n'ont pas une composition homogène et qu'elles sont constituées de minéraux organiques variés dont la véritable nature commence seulement à être l'objet d'une investigation détaillée.

La classification des minéraux *inorganiques* repose sur les principes suivants: les minéraux étant généralement les produits cristallins de réactions chimiques, il est logique de choisir pour base de classification la composition chimique et la structure cristalline des espèces minérales qui sont justement en liaison avec les propriétés physiques et chimiques qui nous permettent de reconnaître les minéraux ainsi que les conditions de leur formation.

Tous les minéraux inorganiques sont répartis, du point de vue chimique, en grands groupes qui se distinguent les uns des autres par la *composition chimique* et la nature de liaison chimique entre les unités structurales.

Une place à part doit être réservée aux éléments se trouvant à l'*état natif* principalement représentés par les métaux avec leur liaison métallique caractéristique, assurant la cohésion entre les atomes. Nous devons y rattacher les combinaisons intermétalliques à caractère salin.

Les *sulfures* et les composés connexes constituent une division indépendante. Une série de propriétés leur confère une place intermédiaire entre les métaux proprement dits et les combinaisons à liaison ionique. Ajoutons d'une façon conventionnelle à cette division les sulfosels, dont la structure est encore insuffisamment connue.

Un type de composé chimique possédant une nette individualité, mais à liaison typique, est constitué par les *sels halogénés* qui sont des combinaisons des métaux avec le fluor, le chlore, le brome ou l'iode.

La division suivante comprend les *oxydes* et les *hydroxydes* (combinaisons simples et complexes des métaux avec l'oxygène ou avec un hydroxyle).

Enfin, un groupe de minéraux extrêmement varié est constitué par les *sels des acides oxygénés*, c'est-à-dire les combinaisons des cations métalliques avec les divers complexes anioniques renfermant de l'oxygène.

Dans bien des cas, il s'avère nécessaire d'introduire dans les divisions de minéraux mentionnées des subdivisions *en classes et sous-classes d'après la catégorie des anions*. Au sein des sous-classes suivant un ordre déterminé, on distingue des *groupes* de minéraux présentant des structures cristallines semblables ou des caractères chimiques analogues dus principalement à la nature des cations entrant dans leur composition.

Ainsi, la classification générale des minéraux inorganiques peut être schématiquement représentée comme suit (sans subdivision en groupes):

Division I. Éléments natifs et combinaisons intermétalliques.

Division II. Carbures, nitrures et phosphures¹.

Division III. Sulfures, sulfosels et combinaisons connexes.

Classe 1. Sulfures simples et doubles et combinaisons connexes.

Classe 2. Sulfosels.

Division IV. Sels haloïdes (halogénures).

Classe 1. Fluorures.

Classe 2. Chlorures, bromures et iodures.

Division V. Oxydes.

Classe 1. Oxydes simples et complexes.

Classe 2. Hydroxydes.

Division VI. Sels oxygénés.

Classe 1. Iodates¹.

Classe 2. Nitrates.

Classe 3. Carbonates.

Classe 4. Sulfates et séléniates.

Classe 5. Chromates.

Classe 6. Molybdates et wolframates.

Classe 7. Phosphates, arséniates et vanadates.

Classe 8. Arsénites¹.

Classe 9. Borates.

Classe 10. Silicates.

A. Silicates avec anions tétraédriques SiO_4 isolés.

B. Silicates avec groupes d'anions tétraédriques SiO_4 isolés.

C. Silicates en chaînes continues de tétraèdres SiO_4 .

D. Silicates en couches continues de tétraèdres SiO_4 .

E. Silicates à charpente continue d'un ensemble tridimensionnel de tétraèdres SiO_4 et AlO_4 .

¹ Ces combinaisons ne sont pas décrites dans le présent manuel.

Au cours de la description des minéraux, les dépendances des propriétés principales de la composition et de la structure cristalline seront traitées dans l'introduction précédant chaque division, classe, sous-classe et groupe, afin d'éviter les répétitions et ceci dans la mesure où le caractère commun sert de base au groupement des minéraux en unités systématiques. Seules les propriétés spécifiques à la structure et à la composition de chaque minéral seront passées en revue avec l'espèce décrite.

Espèces minérales et variétés. L'unité fondamentale de classification des combinaisons chimiques naturelles est l'*espèce minérale* qui possède généralement une composition chimique déterminée et une structure cristalline qui lui est propre. De ce point de vue, les variantes polymorphes d'une même substance cristalline constituent des espèces minérales distinctes (graphite et diamant, soufre α et β , etc.).

Dans le cas où deux substances à structure semblable constituent ensemble une série continue de solutions solides (par exemple Au — Ag, MnWO_4 — FeWO_4 , $\text{NaSi}_3\text{AlO}_8$ — $\text{CaSi}_2\text{Al}_2\text{O}_8$, etc.), nous n'avons qu'une seule phase au point de vue physico-chimique. Or, en minéralogie il est courant que les termes aussi bien extrêmes qu'intermédiaires d'une série isomorphe reçoivent chaque fois une appellation distincte (par exemple: or — électrum — argent; hübnérite — wolframite — ferbérîte; albite — oligoclase — andésine — labrador — bytownite — anorthite).

On désigne par le terme de « *variétés* » des minéraux de structure cristalline identique ou très voisine, ne différant sensiblement que par les caractères suivants:

1) par leur composition chimique, quand l'un des constituants chimiques, caractéristique du minéral donné, est en partie remplacé par un autre constituant isomorphe; par exemple la cobalt-pyrite $(\text{Fe},\text{Co})\text{S}_2$ est une variété de la pyrite que l'on ne peut distinguer de celle-ci que par une analyse chimique.

2) par des caractères physiques: la composition et la structure sont les mêmes, mais certaines propriétés physiques diffèrent; par exemple l'améthyste se distingue du quartz hyalin par sa teinte violette; ou bien la variété de pyrolusite (MnO_2) tachant les doigts en noir ne diffère du polianite cristallin que par le degré de dispersion et la faible dureté apparente.

3) par la composition et les propriétés physiques à la fois; par exemple la variété ferrière de la blende (ZnS) se distingue de la forme ordinaire de couleur claire par une coloration beaucoup plus foncée, presque noire et par quelques autres propriétés.

Chaque espèce minérale de composition chimique déterminée a une appellation distincte. Les variantes polymorphiques d'une même substance portent fréquemment des noms spéciaux ou bien le nom commun est suivi des lettres grecques α , β , γ . Pour les variétés

de minéraux, il fut un temps où à chacune d'elles on donnait un nom distinct même s'il n'existait que de faible différence dans leurs compositions chimiques. Actuellement, un grand nombre de ces appellations est tombé en désuétude. Seuls les noms des pierres précieuses se sont conservés (émeraude, rubis, saphir, améthyste, citrine, morion, etc.). Les variétés de minéraux se distinguant par leur composition chimique portent un même nom auquel est ajouté un adjectif ou un suffixe caractérisant l'une des propriétés distinctives (par exemple : magnomagnétite, strontio-aragonite, etc.).

ÉLÉMENTS NATIFS ET COMBINAISONS INTERMÉTALLIQUES¹

Remarques générales. Plus de 30 éléments chimiques ont été trouvés à l'état natif dans la croûte terrestre. Ce sont principalement des métaux, plusieurs gaz et quelques éléments rencontrés à l'état liquide (mercure, certains amalgames).

La teneur globale (en poids) de la croûte terrestre en éléments natifs est très faible (elle ne dépasse pas 0,1 % de sa masse).

L'azote a une teneur d'environ 0,04 % et l'oxygène de 0,01 à 0,02 % ; tous les autres éléments natifs ont une teneur globale qui ne dépasse pas 0,05 %. Parmi eux, ceux dont la quantité est relativement la plus notable sont : l'hydrogène, l'argon, l'hélium, le carbone, le soufre, l'or, les éléments du groupe du platine, le cuivre et le bismuth.

Certains éléments chimiques se rencontrent dans la nature exclusivement ou presque à l'état natif et portent le nom d'éléments rares ou *nobles*. Ils sont imprimés en caractères gras dans le tableau de la figure 61.

Ce groupe comprend en premier lieu les gaz rares suivants : He, Ne, Ar, Kr, Xe et Rn. Leurs atomes possèdent des enveloppes électroniques composées de 2 ou 8 électrons très stables, ce qui les rend chimiquement inertes, autrement dit ne présentant pas d'affinité pour l'oxygène, l'hydrogène et les autres éléments.

Le groupe des métaux nobles (Ru, Rh, Pd, Ag, Os, Ir, Pt et Au) occupe également une position remarquable dans le tableau. Ces métaux se trouvent dans les grandes périodes du tableau de Mendéléev : la cinquième et la sixième. Il est à noter que les rayons atomiques des éléments constituant ces périodes sont presque identiques

¹ La transcription des noms de minéraux a été effectuée chaque fois que cela a été possible, d'après la nomenclature d'A. Lacroix (Guide du Visiteur, quatrième édition, 1931, Masson, Collection de Minéralogie du Muséum d'Histoire Naturelle) (*N.d.T.*).

dans les groupes verticaux (phénomène dit de « réduction lanthanique des volumes atomiques »). Ce fait est d'une grande importance pour le comportement chimique de ces éléments dans les conditions naturelles et en particulier joue un rôle notable dans la formation des mélanges isomorphes de métaux nobles. Les métaux du groupe du platine, sous forme de solutions solides, se trouvent toujours

	H ¹																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																			
--	----------------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--

Fig. 61. Eléments que l'on rencontre à l'état natif (en caractères gras et semi-gras).

concentrés en des assemblages dans les gîtes. Les éléments de la triade Fe, Co, Ni jouent généralement un rôle auxiliaire dans la composition de ces minéraux. Plus rares sont les remplacements isomorphiques par Au et Ag, alors que Cu n'apparaît qu'exceptionnellement en solutions solides dans les métaux de ce groupe.

Parmi les autres métaux des sous-périodes de la partie droite du tableau rencontrés à l'état natif, les plus fréquents sont les semi-métaux : As, Sb et Bi. Malgré leurs propriétés chimiques très voisines on les rencontre dans la nature sous des formes variées et ce n'est qu'en petite quantité que l'on observe l'arsenic et l'antimoine sous la forme de combinaison intermétallique AsSb.

Parmi les éléments non métalliques, l'hydrogène libre mélangé à d'autres gaz est assez abondant dans certaines roches et gîtes minéraux. Comme on le sait, l'azote et l'oxygène sont contenus en quantités importantes dans l'atmosphère. Quant au carbone, on le rencontre sous deux formes à structures cristallines différentes. Le soufre natif est principalement obtenu par oxydation partielle de H₂S, plus rarement par réduction de SO₂, de même que de quelques oxydes du soufre et de substances organiques, riches en soufre.

Le nombre total d'espèces minérales et de variétés de la présente division, qui diffèrent par leur composition chimique, atteint 80, c'est-à-dire qu'il dépasse de beaucoup celui des éléments chimiques entrant dans ces assemblages. Certains éléments existent sous deux ou plusieurs *variantes polymorphiques* (diamant, graphite, soufre α,

soufre β). Certains éléments, en dehors de l'état pur, se rencontrent sous forme de *solutions solides* où ils se combinent, par exemple : l'électrum (Au, Ag), le platine palladié (Pt, Pd).

On rencontre également des combinaisons *intermétalliques* avec des formules stœchiométriques et possédant des structures cristallines typiques (par exemple : algodonite Cu_3As , stibiopalladinite Pd_3Sb , dyscrasite Ag_3Sb , etc.). Outre des combinaisons bien définies, on rencontre des assemblages de composition variable, par exemple (Pt, Fe), (Pt, Cu), etc. Le nombre de combinaisons intermétalliques obtenues artificiellement est énorme.

Structures cristallines et propriétés physiques des minéraux. Les éléments natifs, que l'on rencontre à l'état solide, possèdent des structures cristallines variées. Les liaisons interatomiques dans ces structures sont du type des assemblages compacts à liaisons métalliques, mais quelquefois on observe aussi des liaisons hétéropolaires et des liaisons dites résiduelles (ou de Van der Waals). Les principales propriétés communes aux métaux natifs découlent de ces particularités de structure.

De toutes les substances naturelles ce sont les métaux natifs qui possèdent la meilleure conductibilité électrique et thermique. Tous présentent, après polissage, un fort éclat métallique, c'est-à-dire possèdent un pouvoir réflecteur élevé. Les indices de réfraction, dont dépend l'éclat, atteignent les plus grandes valeurs. Seuls ceux de l'or, de l'argent et du cuivre sont inférieurs à 1,0, mais ils leur garantissent isolément un fort pouvoir de réflexion (voir fig. 20). Il en est de même des indices d'absorption de la lumière qui sont exceptionnellement élevés.

La couleur de la majorité des métaux natifs est blanc argent ou blanc étain. Les exceptions qui viennent immédiatement à l'esprit sont les teintes de l'or et du cuivre. Ces corps peuvent posséder une valence plus élevée que celle correspondant à leur place dans le tableau des éléments (CuCl_2 , AuCl_3). On admet que la réflexion sélective de la lumière est liée aux particularités de la structure des noyaux atomiques de ces éléments.

De tous les minéraux connus, les métaux natifs possèdent le poids spécifique le plus élevé (en particulier les minéraux des éléments du groupe du platine). Les métaux, dont la structure est caractérisée par la coordinence 12 et l'absence de forces de liaison dirigées, sont très malléables, ont une cassure à clivage difficilement discernable et une faible dureté. En ce qui concerne cette dernière propriété, font exception l'iridium et les minéraux qui renferment cet élément en quantités notables.

La malléabilité et la plasticité des métaux sont essentiellement conditionnées par le nombre de directions perpendiculaires aux plans réticulaires les plus denses. Dans les milieux à assemblage

compact cubique on décèle quatre de ces directions, tandis que dans les structures hexagonales il n'y en a qu'une. C'est pourquoi les métaux à assemblage cubique ont une plasticité supérieure à ceux ayant une structure hexagonale.

Les métaux nobles, caractérisés par la réduction lanthanidique des volumes atomiques, sont chimiquement plus stables, c'est pourquoi l'or et les minéraux du groupe du platine sont très fréquents dans les gîtes alluvionnaires.

Les propriétés physiques du groupe des *semi-métaux* (arsenic, antimoine et bismuth), dont les structures cubiques sont quelque peu altérées, se distinguent faiblement des propriétés des métaux proprement dits. Le bismuth dont la structure cristalline est la moins modifiée, a l'éclat le plus vif du groupe, une moindre fragilité, une dureté inférieure, etc. Les caractères morphologiques des cristaux et les directions de clivage sont communs à ces trois éléments, ce qui est en accord très strict avec leur structure cristalline.

Les *métalloïdes* diffèrent nettement des métaux proprement dits par leur structure cristalline et les propriétés qui en découlent. Leurs caractères seront étudiés en détail au cours de la description des espèces minérales.

1. Groupe de l'or

Ce groupe est constitué par les métaux natifs proprement dits: cuivre, argent, or et leurs variétés de composition chimique quelque peu différente.

L'or s'observe dans la nature principalement à l'état natif, et plus rarement sous forme de tellures. Fréquemment, l'argent se rencontre aussi sous la forme de sulfures et de sels haloïdes. Le cuivre moins répandu à l'état natif se rencontre essentiellement sous forme de sulfures, d'oxydes, etc.

Tous ces métaux cristallisent dans le système cubique et ne possèdent que des structures cristallines d'un seul type. L'or et l'argent, dont les mailles élémentaires ont presque les mêmes dimensions, forment des solutions solides, alors que le cuivre, dont la maille est de dimensions plus petites, ne donne des solutions solides avec l'or qu'à haute température, solutions qui se dissocient après refroidissement. Pour le système argent — cuivre la miscibilité réciproque n'est possible que dans les limites très restreintes.

CUIVRE — Cu. Composition chimique. Est habituellement chimiquement pur. Contient parfois Fe (jusqu'à 2,5 %), Ag (souvent à l'état d'inclusions de l'argent natif), rarement Au en solution solide jusqu'à 2-3 % (*cuivre aurifère*).

Système cubique; hexaoctaèdre, sym. $3L^4L^6L^29PC$. Gr. sp. $Fm\bar{3}m (O_h^h)$. $a_0 = 3,6077$. Structure cristalline: simple; cube faces centrées présentant un assemblage compact d'atomes. Les atomes

de Cu sont disposés aux sommets du cube et au centre de chaque face de la maille élémentaire.

Aspect des cristaux. Les cristaux bien formés sont rares (fig. 62). Formes principales: $\{100\}$, $\{111\}$, $\{110\}$. On rencontre des associations en macles suivant $\{111\}$ (fig. 63), parfois des formes squelettiques (fig. 64). **Etat d'agrégation.** On observe souvent des dendrites irrégulières en feuillets ou bien des feuillets entiers formés dans les fissures de roches au cours des processus exogènes. Dans le toit des gisements (zones d'oxydation) on a même trouvé des masses pures pesant plusieurs tonnes.

Couleur. Rouge cuivre, avec des irisations fréquentes. **Trait** métallique, brillant. **Eclat**, typiquement métallique.

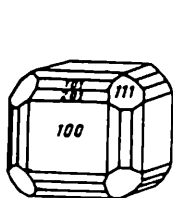


Fig. 62. Cristal de cuivre natif.

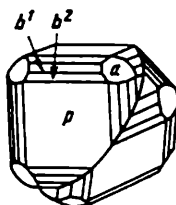
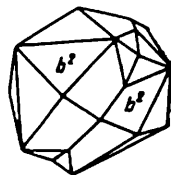


Fig. 63. Macles de cristaux de cuivre natif suivant $\{111\}$: p $\{100\}$, a $\{111\}$, b^1 $\{101\}$, b^2 $\{201\}$.



Dureté 2,5-3. **Malléable.** Cassure esquilleuse. Pas de **clivage**. P. sp. 8,5-8,9. **Autres propriétés** : excellent conducteur de l'électricité, conductibilité électrique 99,95 (pour l'argent 100).

Caractères distinctifs. Aisément reconnaissable à sa teinte, sa malléabilité et son poids spécifique. Examiné au chalumeau le cuivre fond (température de fusion $1\ 080^\circ$). Facilement soluble dans HNO_3 dilué. Difficilement soluble dans HCl avec formation de chlorure de cuivre. La solution aqueuse dans l'ammoniaque est d'une couleur bleue caractéristique.

Origine et gisements. Le cuivre natif se forme par réduction au cours de différents processus géologiques.

Les gîtes *hydrothermaux* typiques, en masses pures, sont très rares. Les gisements importants de cuivre natif de la région du Lac Supérieur (Etat du Michigan, U.S.A.) en sont un exemple. Là, le cuivre natif, se présentant en inclusions, est associé aux zéolites, à la calcite et à d'autres minéraux.

Le cuivre se rencontre fréquemment en ségrégations microscopiques dans les roches ignées basiques modifiées par des actions hydrothermales, où il a pu se former à la suite de la décomposition de sulfures de cuivre.

Le plus souvent on le trouve dans les parties inférieures des *zones d'oxydation* des gîtes de sulfure de cuivre, où il est associé

à la cuprite (Cu_2O), à la malachite, parfois à la chalcosine (Cu_2S) et à d'autres minéraux cuprifères. En lamelles et en empilements irréguliers de masses arborescentes, il peut être rencontré dans les fissures des roches encaissant le gisement. Au Musée des mines de Léninegrad et au Musée de l'Institut de prospection géologique

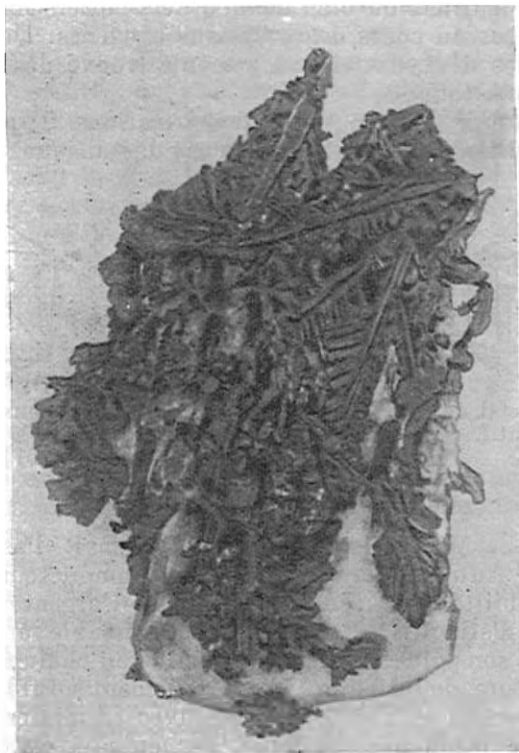


Fig. 64. Dendrite de cuivre natif.

de Moscou sont conservés des blocs de cuivre pur en forme de dalles provenant des anciennes mines des monts *Déguéleniskié* (région de Sémipalatinsk); certains d'entre eux pèsent jusqu'à plusieurs tonnes.

On connaît des concentrations de cuivre dans les *roches sédimentaires* principalement dans des grès sous forme de ciment cuprifère ou de concrétions informes, parfois associées à la cuprite, à la malachite, à l'azurite, etc., sans relation apparente avec les gisements de cuivre primaire. Les conditions de formation de ce type de gisement sont encore insuffisamment connues. Les amas de cuivre en concrétions informes dans les grès du gisement de *Naoukat* présentent un intérêt indiscutable.

Les remarquables associations en macles et les dendrites des niveaux supérieurs des gisements *Tourinskié* (Oural du Nord) ont été décrits par G. Rose en 1837.

Enfin, il est indispensable de mentionner ce que l'on appelle le « cuivre de cémentation » (fig. 65) qui se dépose sur les objets en fer (crampons, boulons, rails, etc.) dans les chantiers abandonnés et inondés par des eaux, contenant en solution des sulfates de cuivre.



Fig. 65. « Cuivre de cémentation » sur un boulon de fer (grandeur naturelle).

La propriété que possède le fer de précipiter le cuivre des solutions est utilisée pour l'obtention de ce métal à l'échelle industrielle (on emploie de la limaille de fer dans des réservoirs bétonnés où l'on verse périodiquement des eaux de mines contenant des sels de cuivre).

Le comportement du cuivre natif en milieu oxygéné est caractérisé par la formation d'oxydes de cuivre à sa surface en présence de l'air humide par l'apparition de croûtes d'hydrocarbonates de cuivre (malachite et azurite).

On connaît plusieurs pseudomorphoses du cuivre natif. Il se substitue à la cuprite, à la chalcosine et plus rarement à des débris organiques (dans ce cas, généralement à des fragments de bois).

Importance pratique. Les applications du cuivre en tant que métal sont nombreuses (en électrotechnique, dans la construction de machines, pour la fabrication de divers appareils, d'ustensiles, etc.). L'extraction du cuivre natif des différents minerais qui le contiennent est assez simple (on emploie les méthodes de concentration

par gravité). C'est pourquoi la teneur limite d'exploitabilité des minerais de cuivre est faible en comparaison de celle des minerais à sulfures et à oxydes (jusqu'à 0,5 % pour les gisements importants).

ARGENT — Ag. L'argent à l'état natif est moins répandu dans la nature que le cuivre et beaucoup moins que l'or.

Composition chimique. Outre l'argent chimiquement pur, on rencontre des variétés : *kustélite* renfermant de l'or isomorphe jusqu'à 10 %, *argent cuprifère*, *argent antimonial*, etc.

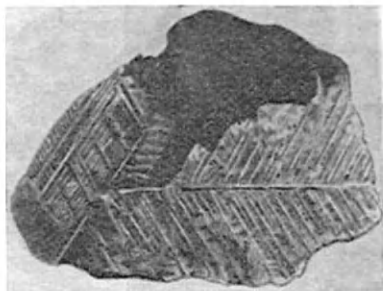


Fig. 66. Argent natif en empilements de dendrites.



Fig. 67. Argent natif en forme de fils enroulés et de fibres sur la calcite.

Système cubique ; hexaoctaèdre, sym. $3L^4 4L_2^3 6L^2 9PC$. Gr. sp. $Fm\bar{3}m(O_h)$. $a_0 = 4,0772$. **Structure cristalline.** Cube faces centrées. **Aspect des cristaux.** Les cristaux bien formés sont très rares. On trouve les formes : {100}, {111} et des associations en macles suivant {111}.

Etat d'agrégation. Se rencontre parfois en dendrites penniformes (fig. 66), très typiques, en lamelles et feuillets irréguliers. On rencontre également des agrégats en touffes, fibreux (fig. 67) ou fili-formes (voir fig. 16). Le plus souvent l'argent se présente en grains informes et en pépites de plus grandes dimensions.

Couleur. La cassure fraîche de l'argent est blanc argent. La surface est souvent masquée par un terni noir. **Trait métallique brillant.**

Eclat métallique caractéristique.

Dureté 2,5. Très malléable et ductile. Laminé, il donne des feuillets très minces. Cassure esquilleuse. Absence de clivage. P. sp. 10,1-11,1. **Autres propriétés.** C'est le meilleur conducteur thermique et électrique.

Caractères distinctifs. Reconnaissable par sa couleur, sa cassure esquilleuse, sa malléabilité (la lame d'un couteau laisse facilement une trace) et son poids spécifique. Se distingue du platine par une dureté moindre et un plus faible poids spécifique. L'argentite

Ag_2S , qui accompagne souvent l'argent natif, possède une couleur plus sombre gris plomb ou noire.

Examiné au chalumeau il fond. La solution dans HNO_3 additionné d' HCl donne un précipité caractéristique pâteux, blanc laiteux, d' AgCl . Brunit au contact de H_2S .

Origine et gisements. La formation de l'argent natif est, par de nombreux points, analogue à celle du cuivre. Il se rencontre avec d'autres minéraux argentifères en filons *hydrothermaux* associé à l'argentite (Ag_2S) et à la calcite (gisement de Kongsberg en Norvège), parfois à des composés complexes sulfurés, arséniés et antimoniés de différents métaux, en particulier de nickel et de cobalt.

Dans des conditions exogènes l'argent natif, de même que le cuivre natif, se rencontre dans les *zones d'oxydation* des gîtes de sulfures et de composés arséno-antimoniés, où il est le produit de leur décomposition et de leur réduction par différents corps organiques provenant des solutions superficielles. L'argent natif formé dans ces conditions se présente en arborescences, en lamelles, ou en touffes fibreuses et filiformes, etc. Il a été expérimentalement démontré que des très fines dendrites et des fils, aux formes parfois très belles, apparaissent sur des morceaux de charbon en se précipitant à partir des solutions surtout si des composés organiques solubles sont présents. Exposé à l'air, l'argent natif est moins stable que l'or. Il se couvre fréquemment d'une pellicule ou d'un terni noir. Dans les régions au climat chaud et sec, sa surface se couvre de sels halogènes stables (AgCl , etc.).

Importance pratique. L'argent est principalement employé sous forme d'alliages avec le cuivre pour la fabrication de l'argenterie, des monnaies, etc. A l'état pur, l'argent est utilisé dans les travaux de filigrane, pour la fabrication des creusets destinés à la fusion des alcalis, pour l'argenterie, en chimie pour l'obtention de divers composés. La majeure partie de l'argent pur (80 %) n'est pas extraite à l'état natif, mais provient, en qualité de sous-produit, des gisements de galène, de blende, d'or et de cuivre argentifères.

OR — Au. L'or est l'un des métaux connus de l'homme depuis les temps les plus reculés. De tous les minéraux du présent groupe l'or est le plus répandu dans la nature.

Composition chimique. L'or se rencontre très rarement à l'état chimiquement pur. Ce que l'on appelle « or natif » contient presque toujours de l'argent isomorphe (habituellement de 4 à 15 %, en poids). Il existe des variétés plus riches en argent qui appartiennent à une espèce minérale distincte (voir l'électrum).

Au nombre des variétés de l'or figurent : l'or *cuprifère* (cuproaurite) dont la teneur en cuivre atteint 20 % (en poids) ; la *porpézite*, or palladié dont la teneur en Pd varie de 5 à 11 % et en argent, jusqu'à 4 % ; l'or *bismutheux* (bismutho-aurite) dont la teneur en Bi en solution solide atteint 4 %.

Système cubique; hexaoctaèdre, sym. $3L^4 4L^2 6L^2 9PC$. Gr. sp. $Fm\bar{3}m (O_h)$. $a_0 = 4,0699$. Structure cristalline. Cube faces centrées.

Aspect des cristaux. Les cristaux sont rares, généralement en octaèdre {111} (fig. 68), moins fréquemment en rhombo-dodécaèdre {110} et très rarement en cube {100}. Les faces sont habituellement ternes, irrégulières et possèdent parfois des stries parallèles aux arêtes (111) : (310) et (111) : (110). Les associations et macles

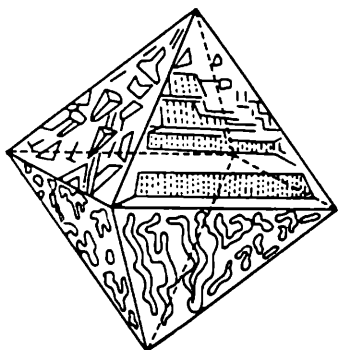


Fig. 68. Cristal d'or formé en octaèdre.

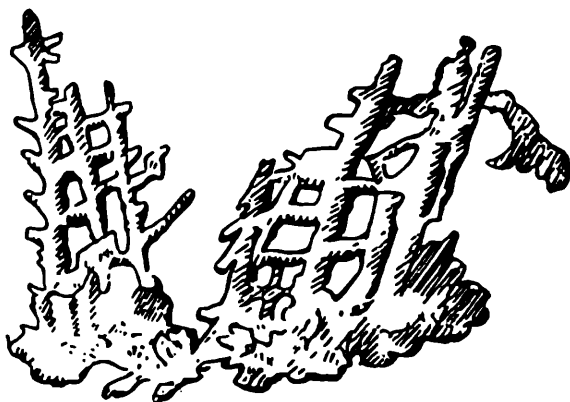


Fig. 69. Or en arborescence dendritique.

suivant (111) sont fréquentes. Etat d'agrégation. Habituellement, en grains informes inclus dans le quartz ou la masse minérale. Leurs dimensions sont très variables, mais le plus souvent on rencontre des grains microscopiques qu'il est parfois difficile de distinguer même en lame mince au microscope à de forts grossissements. Dans les placers, lors du lavage des sables, on trouve souvent des pépites de forme arrondie, dont le poids varie de quelques grammes à plusieurs dizaines de kilogrammes (extrêmement rare). Dans les zones d'altération des gîtes on a trouvé de petites stalactites d'or natif de formation secondaire. Dans les gîtes d'origine on a rencontré dans des géodes, à côté de petits cristaux, des agrégats cristallins en arborescences et des paillettes réticulées (fig. 69).

Couleur. L'or natif est jaune d'or (les variétés riches en argent sont jaune clair). **Trait métallique,** jaune. **Eclat** typiquement métallique.

Dureté 2,5-3,0. **Malléable et ductile.** Peut se laminier facilement en feuillets extrêmement minces. Absence de clivage. **P. sp.** 15,6-18,3 (19,30 pour l'or pur).

Autres propriétés. Possède une conductibilité thermique et électrique élevée.

Caractères distinctifs. Sa couleur jaune d'or, sa faible dureté (se coupe aisément au couteau), sa grande malléabilité, son poids

spécifique élevé et son inoxydabilité à l'air sont caractéristiques. Se distingue de la pyrite, de la chalcopryrite CuFeS_2 et de la millérite NiS qui lui ressemblent par son éclat très vif et la teinte caractéristique.

Examiné au chalumeau il fond. Insoluble dans les acides, sauf dans l'eau régale; soluble dans KCN et les réactifs qui dégagent du chlore et du brome à l'état libre. A chaud, également soluble dans les polysulfures alcalins en donnant des sulfures.

Origine et gisements. La majeure partie de l'or se trouve dans les gîtes *hydrothermaux* caractéristiques qui sont génétiquement liés aux intrusions de roches ignées acides. L'or est le plus souvent en paragenèse avec le quartz et les sulfures (pyrite, arsénopyrite, sulfosels, chalcopryrite et, plus rarement, galénite et blende), parfois avec les tellurures d'or et d'argent, etc. Il est remarquable que ce que l'on appelle « l'or visible » est, en général, dans la chronologie des formations, le dernier à apparaître, et il se dépose dans les fissures des minéraux formés antérieurement. Outre « l'or visible », on distingue également « l'or lié » que l'on découvre en quantités notables par analyse chimique dans les sulfures, principalement dans la pyrite et l'arsénopyrite (FeAsS), et qui n'est que partiellement observable au microscope. Il semble qu'une partie de cet or se trouve à l'état finement dispersé rappelant la phase dispersée des cristallols.

L'or natif de néogenèse se rencontre dans les zones d'oxydation des gîtes de sulfures en association avec la limonite, l'azurite, les ocres plombifères, bismuthées, antimoniées, etc. Il est également établi que l'argent contenu dans l'or est souvent éliminé dans les conditions de l'altération superficielle. De ce fait, à la périphérie et le long des fissures, l'or devient plus pur. De même, il a été remarqué depuis longtemps que l'or alluvionnaire renferme moins d'argent que celui des gîtes d'origine.

L'U.R.S.S. possède de très nombreux gîtes, tant d'origine qu'alluvionnaires.

Parmi les gisements des autres pays, celui de Transvaal (République Sud-Africaine) fournissait encore récemment près de 40 % de la production mondiale d'or. Là, l'or provient de très anciens conglomérats métamorphisés, qui, selon toute vraisemblance, n'étaient primitivement que des alluvions aurifères. Les travaux d'exploitation ont atteint une profondeur dépassant 2 km.

Beaucoup d'or est également extrait aux U.S.A. (dans les Etats de l'Ouest en et Alaska) et dans plusieurs régions du Canada.

Les gisements se présentent sous forme de filons de quartz dans lesquels l'or est souvent en paragenèse avec les sulfures. Des alluvions aurifères sont connues en Californie, en Alaska (rivière Klondike dans le territoire de Yukon, etc., de même que la presque île Seward) et en Australie où dans la province de Victoria des pépites pesant 59,67 kg (« Cher Inconnu ») et 68,08 kg (« Désiré ») ont été trouvées.

Importance pratique. Comme on le sait, l'or a une valeur monétaire et d'échange. Il est également utilisé pour la décoration, les objets de luxe, l'appareillage physique et chimique, en stomatologie et dans d'autres buts.

La teneur limite d'exploitabilité des minerais autochtones varie entre 1 et 10 grammes à la tonne, c'est-à-dire de 0,0001 à 0,001 % (en fonction de l'importance des gisements et des conditions économiques de leur mise en valeur).

ÉLECTRUM — (Au, Ag). Système cubique. Cette espèce minérale englobe les variétés intermédiaires de la série isomorphe Au — Ag. Sa teneur en argent, supérieure à 15 %, atteint habituellement 30, parfois 40 et même 50 %. Il contient aussi Cu, Fe et d'autres métaux en faible quantité. Ses propriétés physiques et chimiques sont également intermédiaires. Sa couleur varie du jaune clair au blanc argent. Eclat métallique. Pouvoir de réflexion très élevé. Dureté 2-3. Malléable et ductile. Absence de clivage. P. sp. 12-15.

Se rencontre presque exclusivement dans les gîtes hydrothermaux, mais beaucoup plus rarement que l'argent et l'or natifs. La paragenèse avec les sulfures argentifères (argentite, sulfosels, proustite, pyrrargyrite, etc.) est caractéristique de l'électrum. Du fait de sa forte teneur en argent, l'électrum est plus léger que l'or et exposé à l'air s'altère: un terni sombre de sels haloïdes ou de sulfures se forme à sa surface qui en milieu réducteur se transforme en une fine pellicule d'argent natif.

2. Groupe fer — platine

Les métaux du groupe VIII du tableau de Mendéléev (à l'exception du ruthénium et de l'osmium, dont on parlera plus loin): Fe, Co, Ni, Rh, Pd, Ir et Pt sont ici réunis. Dans la partie du tableau correspondant aux grandes périodes, ces éléments se situent immédiatement à gauche de ceux du groupe qui vient d'être examiné (Cu, Ag et Au).

Compte tenu des conditions naturelles dans lesquelles on trouve les minéraux du groupe présentement étudié et de données cristallographiques, la division en deux sous-groupes: a) sous-groupe du fer, et b) sous-groupe du platine, s'impose.

Parmi les minéraux du sous-groupe du *fer natif* que l'on rencontre dans la croûte terrestre, il convient de distinguer suivant l'origine: 1) les minéraux d'origine cosmique qui forment les météorites et 2) les minéraux telluriques (terrestres) extrêmement rares.

Les minéraux du sous-groupe du *platine natif* correspondent à un assez grand nombre d'espèces minérales et leurs variétés. Ce sont les solutions solides des métaux Pt, Fe, Ir, Pd, Rh, parfois Ni, Cu, rarement Au, Os, Sn (quelquefois en quantités notables), ainsi que Pb, Zn, Ag, Co, Mn, Mo (jusqu'à 0,006 %) et Re (de 0,00008 à 0,002 %).

De toutes ces espèces minérales, les plus répandues dans la croûte terrestre sont le *polyxène* et le *platine palladié*. Ce que l'on désigne habituellement par le terme de « platine natif », n'est souvent que du polyxène.

L'une des caractéristiques des minéraux de sous-groupe du platine natif est l'absence dans leur composition de Ru et d'Os sous la forme de complexes isomorphes. Bien que les six éléments du groupe du platine (fig. 70) possèdent de nombreux caractères physiques et chimiques communs, leur comportement dans les conditions naturelles n'est pas tout à fait semblable. Les éléments de ces deux triades dont le poids atomique est le plus élevé: Pd et

43Tc	44	$n.10^{-7}$ 15 18 8 2 Ru 101.1	45	$n.10^{-7}$ 16 18 8 2 Rh 102.91	46	$n.10^{-6}$ 0 18 18 8 2 Pd 106.4	47Ag
75Re	76	$n.10^{-6}$ 2 14 32 18 8 2 Os 190.2	77	$n.10^{-7}$ 2 15 32 18 8 2 Ir 192.0	78	$n.10^{-7}$ 1 17 32 18 8 2 Pt 195.09	79Au

Fig. 70. Triades de métaux du groupe du platine.

Pt, qui occupent la partie droite sur la figure 70, se comportent d'une manière fort différente de celle de Ru et Os, c'est-à-dire des éléments situés dans la colonne de gauche. Jusqu'à présent il n'a pas été possible d'établir si ces deux paires extrêmes d'éléments peuvent remplacer l'une l'autre d'une façon isomorphe, bien que les minéraux qui les renferment, étant étroitement associés en paragenèse, donnent souvent des cristaux accolés. Les éléments Rh et Ir qui occupent une position intermédiaire (fig. 70), jouent un double rôle: d'une part, ils forment des combinaisons chimiques de composition variable avec Ru et Os, et d'autre part, ils forment des solutions avec Pd et Pt, souvent accompagnés de Fe, Ni, Cu, etc. Il est remarquable que les deux paires d'éléments, situées l'une à droite (Pd et Pt), l'autre à gauche (Ru et Os) dans le groupe du platine, peuvent former (rarement, il est vrai) des combinaisons naturelles avec S, As, Sb et partiellement avec Te, alors que nous ne connaissons aucune combinaison semblable pour Rh et Ir. Il est non moins remarquable que les minéraux de la série Pd — Pt cristallisent, en règle générale, dans le système cubique (et ont une structure cristalline du même type que le cuivre), alors que les minéraux de la série Ru — Os sont nettement individualisés sous la forme de combinaisons de composition variable et cristallisent dans le système hexagonal (leur structure cristalline est du même type que celle de l'osmium).

Tout cela oblige à diviser en deux parties les minéraux que forment les éléments du groupe du platine. Il est logique de réunir l'une de ces parties au groupe du fer, et de faire de l'autre (osmium — ruthénium) un groupe indépendant.

FER — Fe- α (synonyme — ferrite).

Composition chimique. D'après les résultats des analyses chimiques, le fer tellurique est presque pur et ne contient que peu d'impuretés : Ni jusqu'à 0,6, parfois jusqu'à 2 %, rarement plus ; Co jusqu'à 0,3 % ; Cu jusqu'à 0,4 % ; Pt jusqu'à 0,1 %.

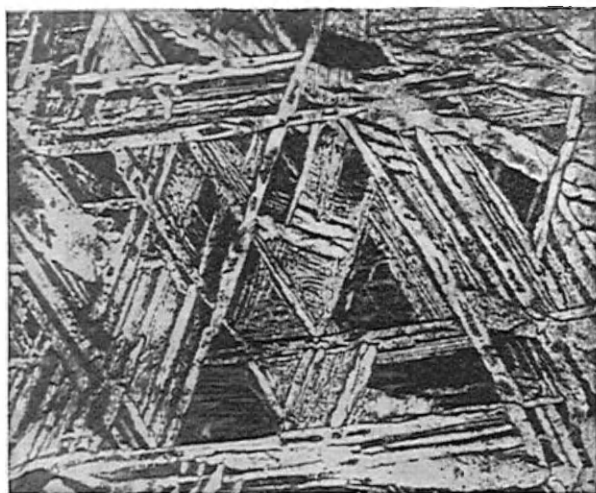


Fig. 71. Figures de Widmannstaetten sur la surface polie d'un fer météorique.

Système cubique ; hexaoctaèdre, sym. $3L^44L_2^6L^29PC$. Gr. sp. $1m3m$ (O_h^8). $a_0 = 2,8607$.

Se rencontre très rarement en cristaux très fins. Habituellement, s'observe en grains menus et informes, plus rarement en amas plus grossiers. **Structure cristalline.** Du fait de son polymorphisme, le fer se présente sous plusieurs formes parmi lesquelles celle de haute température : Fe- γ (au-dessus de 906°), de structure en cube à faces centrées du type Cu ($a_0 = 3,63$) et celle de basse température, de structure en cube centré du type Fe- α ($a_0 = 2,86$).

Couleur. Gris acier ou blanc métallique en surface polie. Trait brillant gris acier. Eclat en cassure fraîche typiquement métallique.

Dureté 4-5. Malléable. **Clivage** observé suivant $\{100\}$. P. sp. 7 à 7,8. **Autres propriétés.** Fortement magnétique.

Caractères distinctifs. Se différencie du platine natif par sa solubilité dans HNO_3 , son poids spécifique plus faible, ses propriétés magnétiques élevées et sa grande oxydabilité à l'air libre. Les variétés pauvres en nickel, plongées dans une solution de sulfate de cui-

vre, se recouvrent de cuivre métallique. En surfaces polies, le fer météorique montre, une fois attaqué par un acide (fig. 71), un système de hachures entremêlées (figures de Widmannstaetten), ce qui ne s'observe jamais sur le fer tellurique.

Origine et gisements. Les rares découvertes de fer tellurique natif ont été faites dans des roches ignées basiques et ultrabasiques. Les plus grandes ségrégations proviennent des basaltes de Winfack (île de Disko, sur la côte occidentale du Groenland) et près de la ville de Kassel (Allemagne). Dans ces deux endroits il est associé à la pyrrhotine (FeS) et à la cohenite (Fe_3C — carbure de fer). Il a été de nombreuses fois identifié sous forme de grains microscopiques dans les roches ultrabasiques modifiées (serpentinisées), en paragenèse avec la pyrrhotine, parfois avec la magnétite, minéraux au dépend desquels le fer tellurique apparaît par réduction.

On possède également des indices de sa formation exogène sous forme de mouchetures dans des schistes siliceux (île de Bornéo), dans les produits de la combustion de la houille et dans les tourbières.

Toutes ces découvertes n'ont reçu aucune application pratique.

POLYXÈNE — (Pt, Fe). Le nom de ce minéral est dû à ses nombreux complexes isomorphes : de « poly », en grec — plusieurs et de « xenos » — étranger. Dans la croûte terrestre, le polyxène est le plus répandu des minéraux du sous-groupe du platine.

Composition chimique. Pt 80 à 88 %, Fe 9 à 11 %, mais cette dernière teneur peut s'abaisser jusqu'à 4 à 5 % ou s'élever au-dessus de 11 % (la teneur en platine varie en conséquence). Parmi les substances isomorphes on a défini : Ir jusqu'à 7 % (platine *iridié* ou *platiniridium*) ; Pd 0,1 à 1,0 %, parfois jusqu'à 7 % et plus (platine *palladié*) ; Rh 0,1 à 0,5 %, parfois jusqu'à 4-5 % (platine *rhodié*) ; Cu jusqu'à 0,8 % ; Ni, soit à l'état de traces ne dépassant pas quelques dixièmes de pour cent, soit en quantités assez grandes (platine *nickelifère*).

Système cubique ; hexaoctaèdre, sym. $3L^4 4L^2 6L^2 9PC$. Gr. sp. $Fm\bar{3}m(O_h^h)$. $a_0 = 3,9158$. **Structure cristalline.** Cube faces centrées (du type Cu). **Aspect des cristaux.** S'observe habituellement sous forme de grains irréguliers. On rencontre rarement de petits cristaux qui sont en général de forme cubique (fig. 72). Parmi les formes dérivées {100} est la plus fréquente, on observe aussi {110}, {210}, {310} et quelques autres. Les macles d'interpénétration suivant (100) et par accollement suivant (111) sont les plus répandues. **Etat d'agrégation.** Des grains de platine natif se rencontrent en ségrégations dans les minerais souvent assemblés en petits amas et même parfois en pépites (fig. 73). La plus grosse pépite trouvée dans les gisements autochtones de l'Oural pesait 427,5 g. Les pépites provenant de gîtes alluvionnaires mesuraient 10×18 cm et pesaient de 8 à 9 kg.

La couleur du polyxène varie du blanc argent au noir acier. Trait métallique gris acier. Eclat typiquement métallique.

Dureté 4 à 4,5 et de 6 à 7 dans les variétés riches en iridium. **Malléable.** Cassure esquilleuse. Généralement absence de **clivage**. **P.sp.** 15 à 19. On a noté des diminutions du poids spécifique provo-

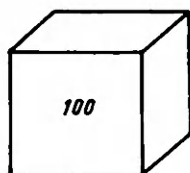


Fig. 72. Cube de polyxène.

quées par des inclusions de gaz naturels et de minéraux étrangers. **Autres propriétés.** Magnétique. Bon conducteur de l'électricité.

Caractères distinctifs. Par son aspect extérieur rappelle surtout l'argent et le fer natifs, mais diffère du premier par sa dureté plus élevée, son poids spécifique, son infusibilité après examen au chalumeau et son insolubilité dans les acides (sauf dans l'eau régale). Cette dernière propriété le distingue également du fer natif.

Origine et gisements. Les minéraux du groupe du platine se rencontrent en général dans les gîtes typiquement magmatiques géné-

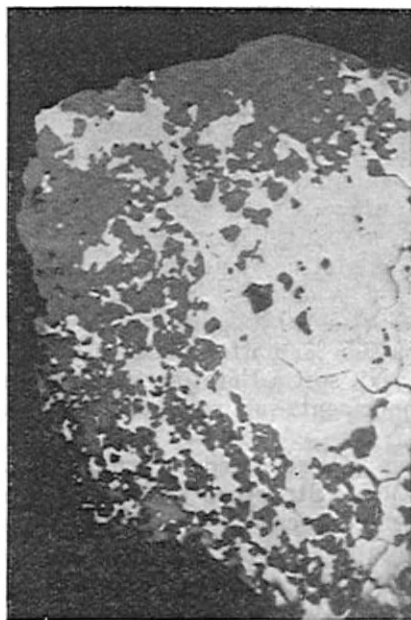


Fig. 73. Moitié d'une pépita sciée et polie provenant d'un gîte autochtone. Le polyxène est en blanc, la teinte grise correspond à des spinelles chromifères. Grossissement 3.

tiquement liés aux roches ignées *ultrabasiques*. Ces minéraux occupent dans la chronologie de formation des gisements le dernier rang (après les silicates et les oxydes, pendant le stade hydrothermal du processus magmatique).

Les minéraux du platine, pauvres en palladium (polyxène, platiniridienne, etc.), se rencontrent dans les gîtes parmi les dunites, roches à olivine sans feldspath, riches en magnésie et pauvres en silice. De plus, ils forment très souvent des paragenèses avec les spinelles chromifères, qui sont des oxydes de composition complexe : $(\text{Fe}, \text{Mg}) (\text{Cr}, \text{Al}, \text{Fe})_2\text{O}_4$.

Le platine palladié et palladio-nickelifère sont principalement répandus dans les roches ignées *basiques* (norites, gabbros-diabases) et s'associent habituellement aux sulfures : pyrrhotine (FeS), chalcopyrite (CuFeS_2) et pentlandite $(\text{Fe}, \text{Ni})_9\text{S}_8$.

Dans les conditions exogènes, au cours du processus d'altération des gisements autochtones, se forment des alluvions platinifères (voir fig. 56). La plupart des minéraux du sous-groupe sont stables dans ces conditions.

De même que l'or, le platine était certainement connu de l'homme dès la haute Antiquité. En Europe, le platine n'a suscité un intérêt que vers le milieu du XVIII^e siècle. Le mathématicien espagnol Antonio de Ulloa rapporta en 1735, de son voyage en Colombie, des grains métalliques dont la couleur rappelait celle de l'argent, mais qui s'en distinguaient nettement par leurs autres propriétés.

Les premières découvertes de platine natif dans l'Oural, ayant attiré l'attention, datent de 1819. Le platine y accompagnait, en faible proportion, l'or alluvionnaire. Les riches alluvions platinifères, mondialement connues, n'ont été découvertes que plus tard. Elles se trouvent dans l'*Oural Moyen et du Nord* et sont liées aux affleurements de massifs de roches ultrabasiques (dunites et pyroxénites). De nombreux petits gîtes autochtones ont été découverts dans le massif de dunite de *Nijni Taguil*. Les amas de platine natif (polyxène) se trouvent généralement dans les gisements de chromites constitués principalement de spinelle chromifère accompagné de silicates (olivine et serpentine).

Actuellement, le célèbre gisement de Sudbury au Canada a une grande importance dans l'industrie du platine. Là le platine et les métaux associés sont extraits des minerais cupro-nickelifères en même temps que le nickel, le cuivre et le cobalt.

Importance pratique. Aux premiers temps de son extraction, le platine natif ne trouvait aucune application et était même considéré comme une impureté gênante de l'or alluvionnaire, avec lequel il était récupéré. Au début, il était simplement mis au rebut lors du lavage de l'or ou bien employé en guise de plomb de chasse. On fit ensuite des tentatives de vente après falsification par dorure. Parmi les premiers objets exécutés en platine natif de l'Oural, conservés au Musée de mines de Léninegrad, il y avait des chaînes, des anneaux, des cercles de tonneau, etc. Les remarquables qualités des métaux du groupe du platine n'ont été découvertes que plus tard.

Les principales propriétés qui font la valeur des métaux du groupe du platine sont leur faible fusibilité, leur conductibilité électrique

et leur stabilité chimique. C'est à ces propriétés que l'on doit leur utilisation dans l'industrie chimique (fabrication d'instruments de laboratoire, industrie de l'acide sulfurique, etc.), dans l'électrotechnique et dans d'autres branches industrielles. De notables quantités de platine servent en orfèvrerie et en stomatologie.

Le platine brut d'extraction est traité dans les usines d'affinage où l'on procède aux opérations chimiques complexes permettant de séparer les métaux purs qu'il contient.

3. Groupe de l'osmium — ruthénium (de l'iridosmine)

Ces deux éléments se situent dans le tableau de Mendéléev à gauche des triades du groupe du platine (voir fig. 70). Il est remarquable que, se substituant isomorphiquement l'un à l'autre, ils forment

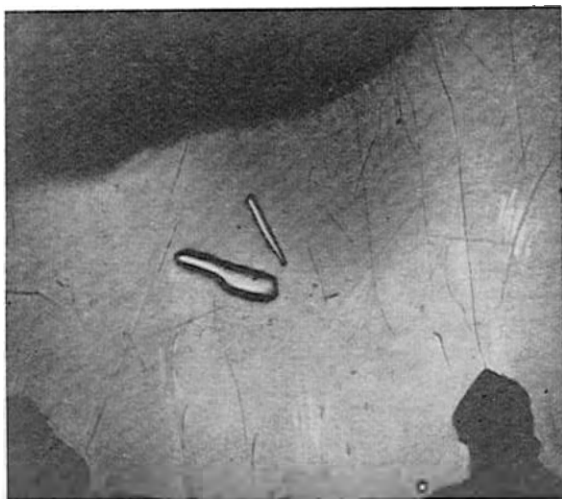


Fig. 74. Deux tablettes d'iridosmine de dureté différente (différence de relief) décelées au polissage dans un grain de polyxène (en blanc). Tout autour, on voit des grains gris foncé de spinelle chromifère. Grossissement 75.

aisément, dans les conditions naturelles, des solutions solides avec les éléments situés au milieu de ces triades : le rhodium et surtout l'iridium, mais non pas avec le palladium et le platine. Bien que les analyses chimiques des minéraux de ce groupe fassent apparaître le platine en tant qu'élément, selon toute vraisemblance, il ne forme que des impuretés mécaniques, que permet parfois de déceler l'examen des lames minces au microscope. Ainsi, les principaux métaux de ce groupe sont l'osmium et l'iridium et, à un degré moindre, le ruthénium et le rhodium.

Les minéraux de ce groupe tout en accompagnant ceux du groupe fer — platine, s'en distinguent toutefois par une série de proprié-

tés : 1) aspect tabulaire très caractéristique des cristaux ; 2) anisotropie optique généralement très nette ; 3) dureté élevée caractéristique grâce à laquelle, en surface polie, les tablettes d'iridosmine apparaissent en relief sur le fond de platine natif (fig. 74) ; 4) les poids spécifiques des minéraux sont, eux aussi, relativement plus élevés ; 5) les minéraux du groupe de l'iridosmine possèdent enfin une stabilité chimique exceptionnelle (ils ne sont même pas solubles dans l'eau régale bouillante).

On distingue habituellement les espèces minérales par leurs teneurs en iridium et en osmium et par le rapport de ces éléments.

NEWJANSKITE [(ou osmiridium) — (Ir, Os). Dénommé ainsi d'après le lieu de sa découverte : région de Newjansk, au Nord de Sverdlovsk (Oural). C'est la variété la plus répandue dans la nature des minéraux du groupe examiné présentement.

Composition chimique. Dans les minéraux décrits sous le nom de newjanskite les variations de teneur en différents métaux sont les

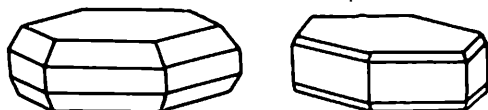


Fig. 75. Cristaux d'iridosmine (Oural).

suivantes : Ir 46,8-77,2 % ; Os 21,0-49,3 % ; Ru 0-0,5 % ; Rh 0,5-7,7 % ; Pt 0,1-5,5 % ; Cu 0-0,9 % ; Fe 0-1,4 %.

Le rapport Ir : Os varie entre 4 : 1 et 1 : 1. Dans certains cas, on note des quantités notables de rhodium isomorphe, substitué à l'iridium.

Système hexagonal ; double pyramide dihexagonale, sym. L^6L^27PC . Gr. sp. $C6/mmc (D_{6h}^4)$. $a_0 = 2,62$; $c_0 = 4,60$.

Structure cristalline hexagonale d'assemblage compact. **Aspect des cristaux.** A l'encontre des minéraux du groupe fer — platine, les espèces minérales de ce groupe sont très bien individualisées du point de vue cristallographique.

Le pinacoïde $\{0001\}$ étant très fréquent, les cristaux se présentent habituellement sous la forme de petites lamelles hexagonales ou de grains tabulaires (fig. 75) limitées latéralement par des faces du prisme $\{10\bar{1}0\}$ et des doubles pyramides hexagonales, généralement $\{10\bar{1}1\}$. On rencontre des cristaux en hexagones irréguliers, voisins par la forme du triangle. Les empilements de lamelles constituant des charpentes sont fréquents.

La couleur de la newjanskite est blanc étain ou gris clair. Eclat métallique. Optiquement anisotrope.

Dureté 6-7. Fragile. **Clivage** parfait suivant $\{0001\}$, mais la séparation des lamelles n'est pas facile. Ces lamelles sont fragiles, **P. sp.** varie de 17,0 à 21,0. La diminution du poids spécifique

est provoquée par des petites inclusions gazeuses, parfois très nombreuses (elles constituent dans certains cas 17 % du volume).

Caractères distinctifs. Aisément reconnaissable par son aspect tabulaire, sa teinte plus claire que celle de la syssertskite et sa dureté élevée.

Examinée au chalumeau ne fond pas. Fondue avec du salpêtre, dégage des vapeurs d'anhydride osmique OsO_4 d'odeur forte et désagréable. A la dissolution de ce mélange dans l'eau on obtient un précipité pulvérulent noir d'iridium. Extrêmement résistante aux acides.

Origine et gisements. Les minéraux de ce groupe sont le plus souvent liés génétiquement aux massifs de roches ignées ultrabasiqes (dunites et péridotites), où ils se rencontrent en association étroite avec les minéraux du groupe du platine, les spinelles chromifères et parfois les sulfures de cuivre. On les trouve également directement dans les roches, c'est-à-dire non accompagnés d'autres minéraux métalliques.

On a cité des découvertes de minéraux de ce groupe dans des filons hydrothermaux de quartz aurifère. On connaît des accolements de newjanskite et d'or.

Après altération et lessivage des gisements, la newjanskite, du fait de sa stabilité chimique, se retrouve dans les alluvions avec les minéraux du groupe du platine natif et de l'or.

L'iridosmine se rencontre dans les gîtes alluvionnaires correspondant aux affleurements de massifs ignés ultrabasiqes. En petites quantités on la trouve dans de nombreux placers aurifères de l'Oural, de la Sibérie, ainsi que de la Californie et de l'Orégon (U.S.A.). Dans l'île de *Tasmanie* on connaît des alluvions où l'iridosmine est plus abondant que les métaux du groupe du platine. Concomitamment à l'or, l'iridosmine est également extraite de l'important gisement aurifère de *Witwatersrand* (Transvaal, Afrique du Sud).

Importance pratique. Les plus gros cristaux d'iridosmine (dont le diamètre est d'au moins 1 mm) sont utilisés à l'état brut (c'est-à-dire sans traitement chimique) pour la fabrication d'instruments chirurgicaux, de laboratoire, etc. Des grains ovalaires et non lamellaires, d'au moins 0,5 mm, sont nécessaires à cet usage. Les petits grains sont employés à la confection des pointes des plumes de stylographes, des parties tranchantes des instruments chirurgicaux, etc.

SYSSERTSKITE (ou iridosmine) — (Os, Ir). Dénommée ainsi d'après le lieu de sa découverte : région de Syssert (près de Sverdlovsk, dans l'Oural).

Composition chimique. La teneur en osmium est supérieure à celle en iridium. Souvent, on observe en quantité notable du ruthénium substitué à l'osmium.

Système hexagonal; bipyramide bihexagonale, sym. L^6L^27PC . La syssertskite s'observe sous forme de cristaux hexagonaux tabulai-

res, de lames arrondies, de fragments (au cours du lavage d'alluvions platinifères). Les cristaux n'ont pas été étudiés en détails.

La couleur de la syssertskite varie du gris acier au gris foncé. Eclat métallique faible.

Dureté près de 6. Fragile. Clivage: net suivant {001}. P. sp. variable, 17,8-22,5. Les propriétés magnétiques ne sont pas étudiées.

Caractères distinctifs. Ne se distingue de la newjanskite que par sa teinte plus sombre. Pour le reste, aucune différence ne peut être établie sans analyse chimique.

Examinée au chalumeau ne fond pas. Energiquement chauffée dans une flamme oxydante devient noire et dégage des vapeurs d'anhydride osmique OsO_4 d'odeur forte et désagréable. Fondue avec du salpêtre forme une substance verte qui, plongée dans l'eau bouillante, donne un précipité d'iridium pulvérulent noir. Très résistante à l'action des acides.

Origine. Voir la newjanskite. Se rencontre avec elle dans les alluvions et les gîtes autochtones à minerai de platine.

4. Groupe des semi-métaux

Outre l'arsenic, dans ce groupe entrent le bismuth et l'antimoine, c'est-à-dire les éléments des grandes périodes du groupe V du tableau de Mendéléév. Tous, bien que rarement, se rencontrent dans la nature à l'état natif, ils cristallisent dans le même système et ont des structures cristallines du même type. Pourtant, malgré ces analogies, on ne les trouve pas ensemble et ils ne donnent ni solutions solides naturelles ni combinaisons déterminées, exception faite de l'arsenic et de l'antimoine qui, à haute température, forment des solutions solides en toutes proportions et, à basse température, la combinaison intermétallique stable AsSb (allémontite).

L'une des caractéristiques de la structure de ces semi-métaux est le fait que chaque atome est uni par une liaison de covalence à trois des six atomes qui l'entourent, formant ainsi des couches d'unités structurales solidement liées entre elles. La cohésion de ces couches est assurée par des très faibles forces de Van der Waals, ce qui détermine un clivage parfait suivant (0001), une anisotropie optique élevée et une faible dureté.

ARSENIC — As. Se rencontre assez rarement et en petites quantités ¹.

Composition chimique. Teneur en As : 84 à 98 %. Substances étrangères : Sb 1,7-9,2 %, plus rarement Ag, Fe, Ni, parfois Bi et V. Il est possible que la teneur en Ag, Ni, Fe et Bi soit fonction des inclusions mécaniques de minéraux étrangers (bismuth natif et arsénures de Ni et de Fe auxquels l'arsenic natif est souvent étroitement accolé).

¹ On connaît plusieurs modifications de l'arsenic dont la plus stable est la forme rhomboédrique.

Système rhomboédrique ; scalénoèdre ditrigonal, sym. $L_3^3L^23PC$. Gr. sp. $R3m(D_{3d}^5)$. $a_{rh} = 4,142$; $\alpha = 54^\circ 07'$. **Aspect des cristaux.** Se rencontre en cristaux très rarement qui sont rhomboédriques ou pseudocubiques. **Etat d'agrégation.** Habituellement, se présentent en croûtes à surface recouverte d'enduits noduleux de stalactites et d'écales (fig. 76), dont la cassure montre la structure cristalline grenue.

Couleur. La cassure fraîche de l'arsenic est blanc étain. En vieillissant elle devient vite jaune-brun puis noire. **Trait** gris ou blanc

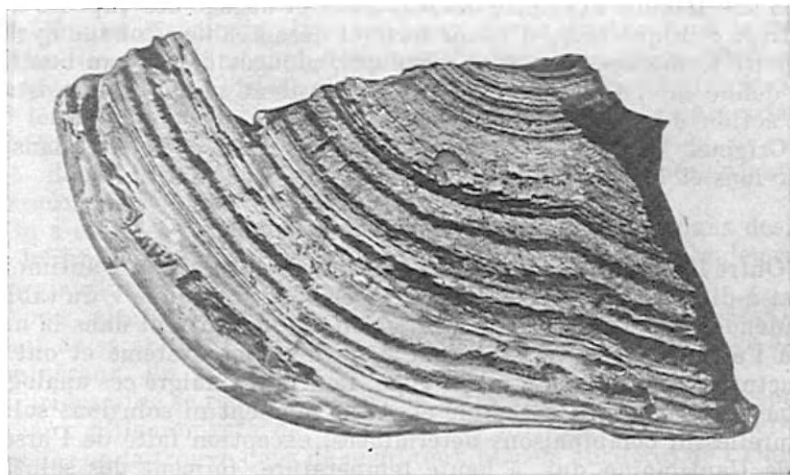


Fig. 76. Fragment d'un grand rognon d'arsenic natif (réduit de 3/4). Sur la surface altérée on voit distinctement la structure en zones concentriques.

étain. **Eclat** métallique vif (en cassure fraîche) ; s'atténue vite et devient mat avec le temps.

Dureté 3,5. Fragile. **Clivage** parfait suivant $\{0001\}$ et moins facile suivant $\{01\bar{1}2\}$. Cassure grenue. **P.sp.** 5,63-5,78.

Caractères distinctifs. L'arsenic natif est assez aisément reconnaissable par sa forme, sa surface noircie, son poids spécifique notable, son vif éclat métallique en cassure fraîche et son clivage parfait.

Examiné au chalumeau il se volatilise sans fondre (à près de 360°), en dégageant une odeur d'ail caractéristique et en formant une pellicule blanche d' As_2O_3 sur le charbon. Sa fusion nécessite une pression élevée. En tube fermé son sublimé forme le « miroir de l'arsenic ». Sous le choc violent du marteau dégage une odeur d'ail.

Origine et gisements. L'arsenic se rencontre dans les vides des gîtes hydrothermaux à l'état métacolloïdal, probablement aux derniers stades de l'activité hydrothermale. En association, on peut

trouver des arséniures, des antimoniures, plus rarement des sulfures de nickel, de cobalt, d'argent, de plomb, etc., ainsi que des minéraux non métallifères.

Chez différents auteurs, on trouve des indications sur la découverte d'arsenic en formations secondaires dans les zones d'altération des gîtes de minerais arséniés, ce qui, d'une manière générale, est peu probable du fait de sa stabilité infime, dans ces conditions, car il s'oxyde et se décompose complètement. Les croûtes noires sont constituées d'un mélange intime d'arsenic et d'arsénolite (As_2O_3). Finalement, on aboutit à l'arsénolite pure.

En U.R.S.S., l'arsenic natif a été rencontré dans plusieurs gisements. Parmi ces derniers, citons le gisement hydrothermal plomb-zincifère de *Sadon* où il a été de nombreuses fois observé en masses noduleuses sur de la calcite cristalline, accompagné de galène et de blende. De grands rognons d'arsenic natif à structure en écalles concentriques ont été trouvés sur la rive gauche de la rivière *Tchikoïa* (Transbaïkalie). L'arsenic natif n'a été observé en paragenèse qu'avec la calcite sous forme de liserés sur les épontes de veinules traversant de vieux schistes cristallins. Des fragments détritiques d'arsenic natif (fig. 76) ont été trouvés dans la région de *Djalinda* et dans d'autres endroits.

Dans certains gisements saxons (Freiberg, Schneeberg, Annaberg, etc.) l'arsenic natif s'observe en association avec des arséniures de cobalt, de nickel, d'argent, du bismuth natif, etc.

Toutes ces découvertes n'ont aucune importance pratique.

BISMUTH — Bi. Le bismuth natif, quoique plus fréquent que l'arsenic et l'antimoine, appartient tout de même à la catégorie de minéraux qui se rencontrent assez rarement et ne forment pas d'accumulations importantes.

Composition chimique. Le bismuth est presque pur en règle générale. Il contient des quantités très faibles, ou seulement des traces, de Fe, S, As et Sb.

Système rhomboédrique ; scalénoèdre bitrigonal, sym. $L\bar{3}3L^23PC$. Gr. sp. $R\bar{3}m(D_{3d}^2)$. $a_{rh} = 4,736$; $\alpha = 57^\circ 16'$. Se rencontre très rarement en cristaux qui sont en général très mal formés. S'observe plus souvent sous forme de mouchetures et de masses granuleuses ou foliacées, parfois d'assez grandes dimensions. On connaît des dendrites pennées.

Couleur. Blanc d'argent à nuance jaunâtre en cassure fraîche ; le vieillissement fait apparaître des irisations rougeâtres caractéristiques. **Trait** gris. **Eclat** métallique vif.

Dureté 2,5. Faiblement malléable. **Clivage** parfait suivant $\{0001\}$ et moyen suivant $\{10\bar{1}1\}$. **P.sp.** 9,70-9,83 (10,03 à l'état liquide). **Autres propriétés.** Température de fusion proche de 270° . Point d'ébullition voisin de $1\ 450^\circ$. Possède des propriétés diamagnétiques.

Caractères distinctifs. Le bismuth est aisément reconnaissable

aux nuances rougeâtre et jaunâtre de son irisation, à son vif éclat métallique, son clivage facile, sa dureté relativement faible et son poids spécifique relativement élevé.

Examiné au chalumeau il fond très facilement, sous l'effet d'un soufflage prolongé se volatilise en formant sur le charbon un dépôt d'abord blanc qui vire au jaune orangé, puis au jaune citron après refroidissement. Le mélange en fusion avec KI et S donne sur le charbon un enduit caractéristique frangé de BiI_3 (réaction sur Bi) coloré en rouge vif. Facilement soluble dans HNO_3 ; un précipité blanc apparaît après dilution de la solution.

Origine et gisements. Presque toutes les découvertes de bismuth connues ont été faites dans des formations d'origine *hydrothermale*.

Dans certains cas, le bismuth est lié génétiquement aux formations de haute température : on le trouve rarement dans les pegmatites, plus souvent dans les gîtes d'étain et de tungstène, en association avec des minéraux tels que l'arsénopyrite (FeAsS), la bismuthine (Bi_2S_3), la wolframite (FeWO_4), la molybdénite (MoS_2), la cassitérite (SnO_2), le topaze, le béryl, la tourmaline.

Dans d'autres cas, le bismuth natif peut être étroitement associé aux arséniures de nickel et de cobalt, aux minéraux uranifères, aux sulfures d'argent, de plomb, de zinc, etc. Telles sont, par exemple, les associations que l'on trouve dans de nombreux gîtes filoniens des Monts Métallifères (aux confins de l'Allemagne orientale et de la Tchécoslovaquie) : *Schneeberg*, *Annaberg*, *Jachýmov*, etc. On le rencontre en de quantités plus notables accompagné de bismuthine (Bi_2S_3) dans les filons de quartz à barytine en Bolivie : *Tasna*, *Oruro* et d'autres.

5. Groupe du soufre

Il s'agit ici des éléments natifs du groupe VI du tableau de Mendéléev : soufre, sélénium et tellure. Parmi eux, seul le soufre est un métalloïde typique, alors que le sélénium et surtout le tellure ont les propriétés des semi-métaux.

Du fait de son polymorphisme, le soufre se présente sous trois formes cristallines dont la seule stable, dans les conditions naturelles, est le soufre α ou soufre rhombique. Ce dernier, à la pression atmosphérique et à une température supérieure à $96,5^\circ$, se transforme en soufre β , monoclinique, mais revient à son état cristallin initial après refroidissement ; le soufre γ est aussi monoclinique, mais instable à la pression atmosphérique et aux basses températures, il se transforme en soufre α à la température ordinaire. Les trois autres formes cristallines du soufre obtenues artificiellement ne se rencontrent pas dans la nature.

SOUFRE — S. La forme α , la plus stable à la température ordinaire, est habituellement appelée soufre rhombique ou simplement « soufre ».

Composition chimique. Parfois, le soufre est chimiquement pur, mais généralement il contient des impuretés dues à des apports mécaniques : substances argileuses ou organiques, gouttelettes de pétrole, gaz, etc. On connaît également de rares variétés à complexes isomorphes de Se, généralement jusqu'à 1 %, rarement jusqu'à 5,2 % (*soufre sélénié*), de Te, parfois d'As et exceptionnellement de Tl.

Système orthorhombique ; bipyramide orthorhombique ¹, sym. $3L^23PC$. Gr. sp. $Fddd (D_{2h}^{14})$. $a_0 = 10,48$; $b_0 = 12,92$ et $c_0 = 24,55$.

Structure cristalline. Les études aux rayons X ont révélé que le soufre rhombique possède un réseau *moléculaire* très complexe, ce qui est rare pour un corps inorganique. Dans l'édifice cristallin, chaque atome de soufre est situé entre deux sphères qui recoupent celles des atomes voisins, en outre, les chaînes de 8 atomes sont fermées et constituent un anneau « ridé » ayant une forme en zigzag (fig. 77). Ceci permet d'écrire la formule de la molécule du soufre S_8 . La distance entre les atomes S — S est de 2,12 Å. La maille élémentaire est constituée de 16 de ces molécules (anneaux) électriquement neutres, dont la cohésion est assurée par des très faibles forces de Van der Waals.

Aspect des cristaux. Le plus souvent les cristaux ont la forme pyramidale ¹ (fig. 78), pyramidale tronquée ² (fig. 79), plus rarement la forme de tétraèdre orthorhombique ³ (fig. 80). Formes courantes : {001}, {011}, {111}, {113}, etc. Les macles sont rares, les cristaux sont accolés suivant (111), parfois

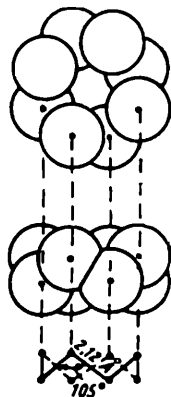


Fig. 77. Vue de dessus et de côté de l'anneau S_8 (molécule) du soufre.

En bas, schéma de la disposition des centres des atomes.

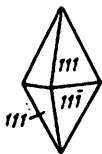


Fig. 78. Cristal de soufre de forme pyramidale.

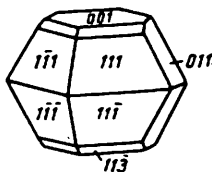


Fig. 79. Cristal de soufre de forme pyramidale tronquée.

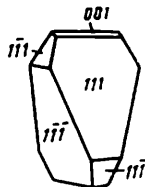


Fig. 80. Cristal de soufre en forme de tétraèdre orthorhombique.

suivant (011) et (110). **Etat d'agrégation.** Souvent en masses compactes, parfois terreuses. On observe quelquefois des enduits noduleux et des dépôts sublimés (dans les régions volcaniques).

¹ Ou d'octaèdre orthorhombique. (*N.d.T.*)

² Ou d'octaèdre orthorhombique tronqué. (*N.d.T.*)

³ Ou de sphénoïde (ou sphénoèdre orthorhombique). (*N.d.T.*)

Couleur. Le soufre α présente différentes nuances du jaune : jaune paille, jaune miel, gris jaunâtre. Il peut être aussi brun ou noir (du fait d'impuretés charbonneuses). **Trait.** Ne donne presque pas de rayure ; poudre faiblement jaunâtre. **Eclat** adamantin sur les faces, gras en cassure. Translucide en cristaux.

Dureté 1 à 2. Fragile. **Clivage** difficile suivant {001}, {110} et {111}. **P. sp.** de 2,05 à 2,08. **Autres propriétés.** Conductibilités électrique et thermique très faibles (bon isolant). Se charge, par frottement, d'électricité négative. S'effrite à la chaleur des mains.

Caractères distinctifs. Couleur caractéristique, faible dureté, fragilité, cassure des cristaux à éclat gras, fusibilité facile.

Examiné au chalumeau et à la chaleur d'une allumette il fond (à 112,8°) et brûle avec une flamme bleue en dégageant du SO_2 dont l'odeur est caractéristique (ce qui le distingue de l'orpiment As_2S_3). Très soluble dans le sulfure de carbone, l'essence de térébenthine, le pétrole, mais HCl et H_2SO_4 restent sans action. HNO_3 concentré et l'eau régale oxydent le soufre et le transforment en H_2SO_4 .

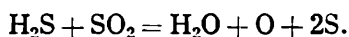
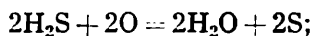
Ainsi, le soufre natif est le seul minéral de la division présentement examinée, dont la structure soit *moléculaire*. Ses propriétés sont tout à fait particulières. La présence dans l'édifice cristallin des molécules S_8 électriquement neutres explique de manière simple des propriétés telles que les mauvaises conductibilités électrique et thermique, la faiblesse des liaisons entre les molécules. Cette dernière se traduit par une température de fusion et de sublimation basse, de médiocres propriétés mécaniques, une dureté peu élevée, l'absence de clivage net, d'où une cassure irrégulière et un éclat gras. Quant à l'arrangement en anneau des unités structurales (molécules S_8), qui est très différent de l'architecture sphérique, il conditionne la forte anisotropie de la matière cristalline ; anisotropie optique, de dilatation, etc.

Il convient d'ajouter que des propriétés telles que le faible poids spécifique et la basse température de fusion sont habilement utilisées pour l'extraction du soufre natif qui se trouve à une grande profondeur : de la vapeur surchauffée est amenée au moyen de tubes dans le trou de sonde. Le soufre, fondu et en même temps débarrassé des substances étrangères, reflue vers la surface avec le courant ascendant où il est recueilli par des procédés très simples.

Origine et gisements. Le soufre natif se rencontre exclusivement dans la zone superficielle de la croûte terrestre et à sa surface. Il se forme de différentes manières :

1. Lors des éruptions volcaniques, il se dépose sous la forme d'un sublimé sur les parois des cratères et dans les fissures des rochers, ou bien il s'écoule à l'état liquide avec les eaux des sources solfatarienes et se fige en coulées dans les dépressions et les vallées dans les régions où l'activité volcanique se manifeste actuellement (îles Kouriles, Japon). Le soufre est souvent associé aux autres produits de la sublimation et aux sulfates résultant de l'action de SO_2 sur

les roches voisines. Il apparaît également au cours de l'oxydation incomplète de l'hydrogène sulfuré dans les solfatares ou bien constitue des produits de réaction de l'anhydride sulfureux sur celui-ci :



2. Par décomposition des sulfures métalliques et principalement de la pyrite, dans les niveaux inférieurs de la zone d'oxydation des gîtes minéraux. Le soufre est, en général, fortement mêlé d'impuretés dues à un apport mécanique.

3. Par décomposition de formations sédimentaires gypseuses. On l'observe souvent en paragenèse avec le gypse dont les zones altérées renferment des cristaux et des accumulations pulvérulentes de soufre natif. Bien des choses restent encore à étudier dans ce processus.

4. Par voie de sédimentation (biochimique) dans les roches sédimentaires stratifiées banales (voir fig. 57), qui contiennent du gypse et des bitumes solides et liquides (asphalte, pétrole), etc. Ce type de gisement est très répandu dans le monde et a une grande importance industrielle. Dans ce cas, la plus grande partie du soufre natif s'est probablement formée en même temps que les autres dépôts (formation syngénétique). Pourtant, on observe fréquemment au sein des roches du soufre d'épigenèse provenant probablement de sa migration tardive sous l'effet des processus tectoniques, de son transport par les pétroles, les eaux, etc.

L'origine biochimique du soufre est souvent attribuée à l'activité vitale des bactéries anaérobies produisant de l'hydrogène sulfuré dont l'oxydation incomplète entraîne la précipitation du soufre.

Les gisements de soufre sont largement répandus en U.R.S.S. sur le territoire de l'Asie centrale.

A l'étranger, les plus connus sont les importants gisements de la *Sicile* et les immenses gisements du *Texas* et de la *Louisiane* (U.S.A.) liés aux dômes salifères.

Importance pratique. Le soufre est principalement employé dans la fabrication de l'acide sulfurique, utilisé par l'industrie. Il est également employé en agriculture (lutte contre les parasites), dans la fabrication du caoutchouc (vulcanisation), des allumettes, des peintures, en pyrotechnie, etc.

6. Groupe du carbone

Les minéraux de ce groupe occupent également une place particulière parmi les éléments natifs et sont représentés par deux variantes polymorphiques du carbone aux propriétés physiques très différentes : le diamant et le graphite.

La structure cristalline du *diamant* (fig. 81) est, dans l'ensemble, assez semblable à celle d'un cube à faces centrées mais s'en distin-

gue par le fait que les atomes de carbone ne sont pas seulement disposés sur les faces du cube, mais aussi au centre de la moitié des petits cubes qui alternent avec des petits cubes vides obtenus en divisant le grand cube par trois plans perpendiculaires. Cette structure représentée sur la figure 81, *B* montre un assemblage de tétraèdres comportant, en plus des quatre atomes des sommets, un atome en leur centre (fig. 82, *B*). Chaque sommet est commun à quatre tétraèdres voisins.

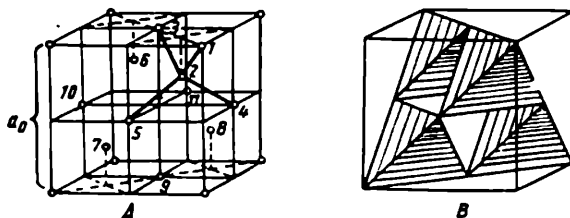


Fig. 81. Structure cristalline du diamant.

A. Disposition des atomes dans la maille réticulaire. *B.* Même structure en enveloppement tétraédrique dont les sommets et les centres de gravité représentent les atomes du carbone.

On suppose habituellement que dans le diamant les atomes de carbone constituant l'édifice cristallin sont unis par des liaisons de covalence orientées suivant les directions joignant le centre du tétraèdre à ses sommets. Pourtant, le savant soviétique *N. Bêlov* a conçu

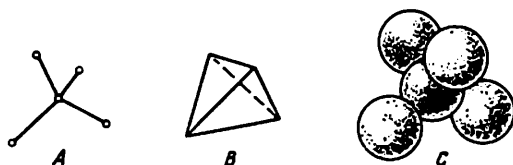


Fig. 82. Diverses représentations de la disposition des atomes en tétraèdre. Les distances entre les centres des atomes sont identiques dans les trois figures.

une représentation plus rationnelle de la structure du diamant qui, semblable à celle du type « *ZnS* », comporterait deux sortes d'ions : C^{4+} et C^{4-} (le rayon du cation C^{4+} est d'environ 0,15 Å et celui de l'anion C^{4-} — d'environ 1,5 Å), ce qui donnerait un assemblage compact.

Cette représentation rend bien compte de la forme des cristaux de diamant et d'une série de propriétés telles que l'absence de coloration, la faible conductibilité électrique, la dureté exceptionnellement élevée ¹, la très grande stabilité dans des limites très grandes

¹ L'exceptionnelle résistance du diamant aux agents physiques est, du point de vue des lois de la mécanique quantique, due (dans la présente structure) à une oscillation ininterrompue se traduisant par la transformation des ions négatifs à l'instant « *t* » en ions positifs à l'instant « *t*+1 » et inversement.

de variation de température et de pression (en particulier, à une température de $2\,500^{\circ}$, en l'absence d'oxygène, on n'observe aucune modification), la stabilité très élevée vis-à-vis des acides et des bases, etc.

De structure tabulaire, le *graphite* diffère beaucoup du diamant. Les ions du carbone sont situés dans des hexagones tabulaires formant des réseaux plans parallèles (fig. 83). D'après N. Bélov, la structure cristalline du graphite constitue un assemblage compact des gros anions C^{4-} et où les petits cations C^{4+} ¹ occupent la moitié des triangles de chaque plan tabulaire.

Chaque ion du réseau plan est entouré de trois ions voisins distants du premier de $1,42\text{ \AA}$ ($1,54\text{ \AA}$ dans le diamant), la distance entre les plans tabulaires étant de $3,40\text{ \AA}$, c'est-à-dire plus de deux fois plus grande. Cela permet de comprendre une série de propriétés du graphite :

sa densité plus faible que celle du diamant, la facilité de son fractionnement en écailles fines, sa nette anisotropie optique ainsi que celle qui se manifeste lors de l'étude de la dureté, cette dernière ne pouvant être mise en évidence que par des méthodes très précises (perpendiculairement aux plans de clivage la dureté est de 5,5 dans l'échelle de Mohs, alors que la cohésion des feuillets est si faible qu'il laisse une trace sur le papier et tache les doigts). On explique de même l'hétérogénéité de l'absorption de la lumière, ce qui lui confère une couleur noire. On admet que, dans une certaine mesure, les liaisons atomiques possèdent dans le graphite, et à la différence du diamant, un caractère métallique, c'est-à-dire que les électrons dits « métalliques » participent aux liaisons. Des propriétés telles que l'éclat semi-métallique, la conductibilité électrique élevée, etc., concordent avec cet état de choses. Pourtant, le graphite reste proche du diamant par sa stabilité chimique et thermique.

Si nous considérons la structure du diamant représentée sur la figure 84, A, comportant un axe ternaire (comparez les numéros des atomes de la fig. 81, A), nous remarquerons également dans les réseaux horizontaux plans des mailles hexagonales (atomes 6, 11,

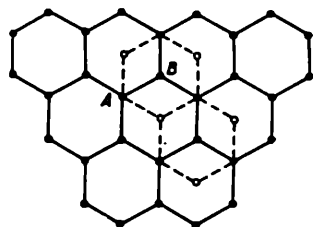


Fig. 83. Disposition des centres des atomes dans la structure tabulaire du graphite.

Chaque plan tabulaire est en quelque sorte décalé par rapport au plan suivant d'une distance égale à la moitié du diamètre de la maille hexagonale.

¹ « De même que pour le diamant, il se produit ici une oscillation continue : des ions, qui à un instant donné étaient des cations, deviennent des anions à l'instant suivant. La résonance de deux structures géométriques identiques amène un raccourcissement encore plus grand, par rapport au diamant, des distances entre les centres des atomes de C ($1,42$ au lieu de $1,54\text{ \AA}$). Les centres de gravité des atomes de C, si l'on ne distingue pas les anions des cations, donnent un réseau d'hexagones réguliers. » (N. Bélov).

8, 9, 7 et 10), avec la seule différence que ces réseaux ne sont pas tout à fait plans : trois atomes sont situés légèrement au-dessus des trois autres. Cela explique pourquoi le clivage du diamant suivant $\{111\}$ est moyen, alors que le clivage du graphite suivant $\{0001\}$ est parfait.

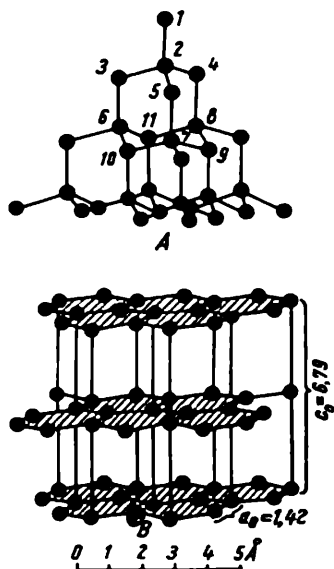


Fig. 84. Disposition en réseau horizontal plan (111) des centres des atomes dans le diamant (A) et dans le graphite (B).

DIAMANT — C. Son nom dérive de sa dénomination grecque « adamas » — invincible (il est probable que l'on avait en vue son exceptionnelle dureté et sa stabilité vis-à-vis des agents chimiques et physiques).

Variétés : 1) *boort* : groupements informes et agrégats sphériques à texture radiée ; 2) *carbonado* : agrégats finement grenus, poreux, colorés en noir brunâtre par du graphite amorphe et d'autres substances étrangères.

Composition chimique. Les variétés incolores sont constituées de carbone pur. Quant aux variétés colorées et opaques, elles laissent un pourcentage s'élevant à plusieurs unités, un résidu incombustible de SiO_2 , MgO , CaO , FeO , Fe_2O_3 , Al_2O_3 , TiO_2 , etc. Le graphite et quelques autres minéraux se rencontrent fréquemment dans le diamant sous forme d'inclusions.

Système cubique ; hexatétraèdre, sym. $3L^24L^36P$. Gr. sp. $Fd3m$ (O_h). $a_0 = 3,559$.

Aspect des cristaux. En octaèdres (fig. 85), moins souvent en dodécaèdres, rarement en cubes et très rarement en tétraèdres. Formes caractéristiques : $\{111\}$, $\{100\}$ et $\{110\}$. On trouve souvent des

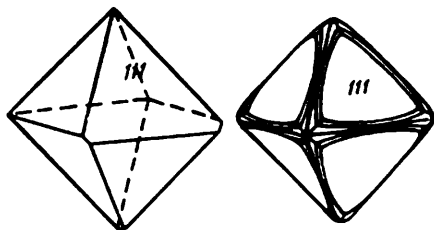


Fig. 85. Cristaux octaédriques de diamant.

cristaux à facettes incurvées (fig. 86) nommés « dodécaédroïdes » et « octaédroïdes » décrits en détail par les chercheurs soviétiques I. Chafranovski et A. Koukharenko. On observe des macles suivant

(111), plus rarement suivant (100). Les dimensions des cristaux isolés sont très variables : depuis des échantillons minuscules jusqu'aux très gros spécimens pesant plusieurs centaines et mêmes plusieurs milliers de carats (le carat métrique vaut 0,2 g). Les plus gros cristaux pesaient (en carats) : « Cullinan » — 3 025, « Excelsior » — 969,5, « Victoria » — 457, « Orloff » — 199,6, etc.

Couleur. Incolore, ayant la transparence de l'eau, ou faiblement teinté en bleu clair, bleu, jaune, brun et noir. **Eclat** adamantin vif. Indice de réfraction $N = 2,40$ à $2,48$.

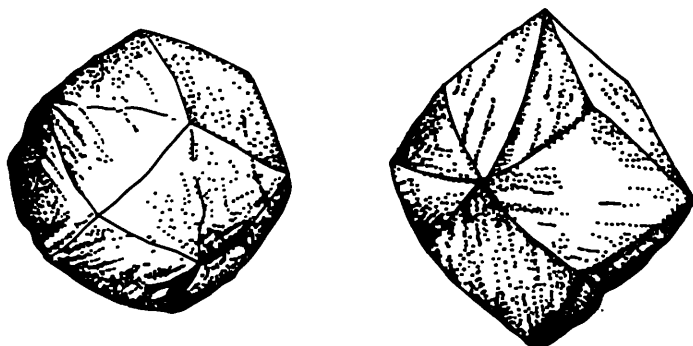


Fig. 86. Cristaux de diamant à faces incurvées.

Dureté 10. La dureté absolue est 1 000 fois supérieure à celle du quartz et 150 fois à celle du corindon. Fragile. Clivage moyen suivant {111}. $P. sp.$ 3,47 à 3,56. Faible conductibilité électrique.

Caractères distinctifs. Le diamant est le seul minéral présentant cette dureté exceptionnelle. Son vif éclat adamantin et ses cristaux aux faces souvent incurvées sont également caractéristiques. Les petits cristaux sont aisément reconnaissables parmi d'autres minéraux par leur vive luminescence en rayons ultraviolets. La luminescence est de teinte bleue ou bleu clair, parfois verte.

Origine et gisements. Les gîtes autochtones sont génétiquement associés aux roches ignées ultrabasiques profondes : péridolites, kimberlites, etc. Dans ces roches, la cristallisation du diamant s'effectue probablement à de grandes profondeurs à haute température et à pression élevée. A en juger par les formes et les conditions de localisation, le diamant appartient aux minéraux qui ont cristallisé les premiers dans les magmas. On ne sait si le diamant cristallise à partir du carbone du magma ou du carbone provenant des roches voisines. En association avec le diamant, on observe : le graphite, l'olivine $(Mg, Fe)_2SiO_4$, des spinelles chromifères $(Fe, Mg)(Cr, Al, Fe)_2O_4$, l'ilménite $(FeTiO_3)$, le pyrope (grenat rouge), la magnétite $(FeFe_2O_4)$, l'hématite (Fe_2O_3) , etc.

Les plus importants gisements de diamant du monde sont situés en Afrique du Sud : lit de la rivière Vaal, Sud-Ouest du Transvaal

et littoral Sud-Ouest de l'Afrique. Ils se présentent sous la forme de kimberlites diamantifères à demi désagrégées qui emplissent, avec d'autres roches détritiques, des cheminées (diatrèmes ou pipes) de dimensions gigantesques, s'enfonçant à une profondeur de plusieurs kilomètres et ayant une section elliptique ou de forme irrégulière. La naissance de ces pipes est généralement attribuée aux grandioses phénomènes explosifs qui se sont produits à de grandes profondeurs. Dans certains gisements, l'exploitation est actuellement menée à des profondeurs dépassant un kilomètre (Kimberley). Le minerai extrait (« blue ground ») est broyé et lavé dans des usines de concentration spéciales. La teneur de la roche en diamant est de 0,000052 % (en poids). C'est de là que proviennent les plus gros diamants du monde (« Cullinan », « Excelsior », etc.). Outre les gîtes autochtones, il existe au Sud-Ouest de l'Afrique de riches gisements alluvionnaires dans le bassin des rivières Vaal et Orange. Une exploitation intensive est également menée au Congo.

Au cours de ces dernières années, des cheminées de kimberlites diamantifères analogues mais moins désagrégées ont été découvertes en assez grand nombre en Yakoutie du Nord. Différentes pipes ont reçu des noms spéciaux : « Troubka mira », « Zarnitsa », etc. La production de diamants de la Sibérie augmente chaque année.

Les gîtes alluvionnaires de diamant, stable dans les conditions exogènes, se forment par désagrégation et lessivage des roches diamantifères. On en connaît en Afrique du Sud, au Brésil (Minas-Geraes), en Inde, où l'exploitation dure depuis les temps les plus reculés et d'où proviennent les grands diamants « Orloff », « Koh-I-Noor », et dans d'autres régions.

Importance pratique. Les diamants parfaitement transparents sont utilisés en joaillerie en tant que pierres précieuses (brillants). Les petits diamants, le boort et le carbonado, reçoivent des applications techniques. Ils sont principalement employés pour l'usinage des métaux, la taille de la pierre, comme abrasifs, etc.

GRAPHITE — C. Son nom provient du mot grec « grapho » — j'écris. Variétés : la *graphitite* cryptocristalline et la *schungite*, variété amorphe qui résulte de la cokéfaction naturelle des charbons.

Composition chimique. Le graphite est rarement pur. Il contient souvent en quantité notable (10 à 20 %) des cendres de diverses compositions (SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO , CaO , P_2O_5 , CuO , etc.), parfois de l'eau, des bitumes et des gaz (jusqu'à 2 %).

Système hexagonal ; bipyramide hexagonale, sym. L^66L^27PC . Gr. sp. $C6/mmc(D_{6h}^2)$. $a_0 = 2,47$; $c_0 = 6,79$. **Aspect des cristaux.** Les cristaux bien formés sont très rares. Ils se présentent sous la forme de lamelles ou de tablettes hexagonales (fig. 87), portant parfois des stries triangulaires sur la face (0001). Formes caractéristiques : {0001}, parfois {10 $\bar{1}$ 1}, {11 $\bar{2}$ 2}, etc. **Etat d'agrégation.** Souvent en fines écailles. Plus rarement en baguettes et en masses fibreuses.

Couleur. Elle varie du noir au gris d'acier. **Trait** noir brillant. **Éclat** vif, comparable à celui des métaux; les formes cryptocristallines sont mates. Optiquement négatif. Indice de réfraction $N_m = 1,93-2,07$, les feuillets très fins sont translucides et laissent filtrer une lumière grise.

Dureté 1. En fins feuillets élastiques. Gras au toucher. Tache le papier et les doigts. **Clivage** parfait suivant $\{0001\}$. **P. sp.** 2,09 à 2,23 (variable suivant le degré de division et de porosité); 1,84 à 1,98 pour la schungite. **Autres propriétés.** Possède une conductibilité électrique élevée, ce qui est la conséquence d'un assemblage très compact des atomes dans les plans tabulaires.

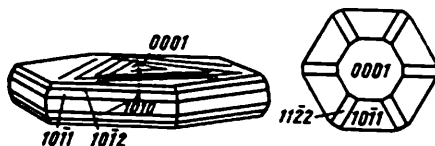


Fig. 87. Cristaux de graphite.

Caractères distinctifs. Facilement reconnaissable par sa couleur, sa faible dureté et son caractère « gras » au toucher. Se distingue de la molybdénite (MoS_2) qui lui ressemble par sa couleur plus sombre, par son éclat moins vif, son poids spécifique plus faible (flotte dans le bromoforme) et sa conductibilité électrique élevée (la molybdénite est un mauvais conducteur). Si l'on trempe une baguette de zinc dans une goutte de CuSO_4 déposée sur du graphite, une pellicule de cuivre métallique apparaît sur ce dernier.

Examiné au chalumeau ne fond pas. Chauffé dans un jet d'oxygène, se consume plus difficilement que le diamant. Ne se volatilise sans fondre que sous l'effet de l'arc électrique. Insoluble dans les acides. À l'état pulvérulent, mélangé à KNO_3 , s'enflamme vivement par chauffage.

Origine et gisements. Dans la nature, le graphite se forme à haute température au cours des processus de réduction. On le rencontre parfois parmi des roches *magmatiques* de composition variée. Le carbone provient souvent de roches encaissantes carbonées.

On connaît des découvertes de graphite dans des *pegmatites*. Il existe des gisements de contact entre des calcaires et des roches ignées dans la province d'Ontario et de Québec, au Canada. Citons également les gîtes filoniens de graphite grossièrement feuilleté, par exemple ceux de l'île de Ceylan.

Les gîtes *métamorphiques* sont aussi très répandus. Ils résultent de l'action du métamorphisme régional ou d'intrusions magmatiques sur des houilles ou des sédiments bitumineux.

Parmi les grands gisements de graphite de l'U.R.S.S., citons celui d'*Alibérovskoïé* dans les monts Tounkinskié. Là, le graphite d'excellente qualité, mêlé à des minéraux magmatiques (microcline,

néphéline, etc.) se trouve en amas dans des roches ignées (syénites). Il se présente sous forme de masses écailleuses ou de petits cristaux. Par endroits, les amas sont accompagnés de calcaire grossier. Les roches magmatiques elles-mêmes contiennent aussi du graphite. Les formes résultant d'une sécrétion au sein même d'une masse compacte de graphite présentent un grand intérêt. Ces formes aux contours irréguliers ont une enveloppe externe constituée d'écailles orientées tangentielllement et une texture fibro-radiée interne. On a attribué la formation du graphite à la réduction de l'oxyde de carbone dégagé lors des montées magmatiques dans les calcaires.

Sur le littoral Nord-Ouest de la mer d'Azov, on exploite des minerais mouchetés de graphite grossièrement écailleux, se présentant en couches à surface altérée dans des roches métamorphiques anciennes (gneiss). Il est remarquable que les salbandes des filons aplitiques et pegmatitiques transverses contiennent des gros cristaux hexagonaux de graphite, alors que leur zone centrale ne renferme que des petits cristaux.

Importance pratique. Le graphite est utilisé dans l'industrie et au laboratoire. Il sert à la fabrication des creusets, des mines de crayons, des électrodes, on l'emploie dans l'industrie des colorants, comme lubrifiants, etc.

DIVISION II

SULFURES, SULFOSELS ET COMPOSÉS ANALOGUES

Remarques générales. La présente division comprend les sulfures, les sélénures, les tellures, les arsénures et les antimoniures des métaux. Un très grand nombre de minéraux trouvant une large application dans l'industrie et qu'on rencontre fréquemment dans les gîtes métallifères appartiennent à ce groupe.

Les plus nombreux sont les *composés sulfurés* (sulfures et sulfo-sels) ¹. Mis à part l'hydrogène sulfuré, ils se trouvent tous à l'état solide dans la nature.

Le nombre total des éléments chimiques se combinant au soufre atteint 40. Les plus importants sont : H, V, Mn, Fe, Ni, Co, Cu, Zn, (Ga), Ge, As, Mo, Ru, (Rh), (Pd), Ag, Cd, (In), Sn, Sb, (Re) (Os), (Ir), Pt, Hg, Tl, Pb et Bi. Les éléments placés entre parenthèses ne donnent pas de sulfures libres et ne se rencontrent que sous la forme d'impuretés isomorphes.

L'ensemble des composés sulfurés représente, d'après les calculs approximatifs de V. Vernadski, au maximum 0,15 % de la masse de l'écorce terrestre. De tous les métaux se combinant au soufre, le fer occupe le premier rang. Les composés sulfurés de tous les autres éléments (le sulfure d'hydrogène excepté) ne constituent que 0,001 % du poids de la croûte. C'est ainsi que les éléments tels que Zn, Pb, Cu, Ag, Sb, Bi, Ni, Co, Mo et Hg forment avec le soufre des combinaisons typiques.

Les *sélénures* de H, Cu, Ag, Hg, Pb et Bi sont fréquents. En outre, le sélénium est souvent présent dans les composés sulfurés où il remplace isomorphiquement le soufre.

Les *tellures* sont plus répandus dans la nature que les sélénures malgré le nombre limité d'éléments se combinant au tellure. Ce

¹ On appelle « sulfo-sels » les sels de « sulfoacides » hypothétiques dans lesquels As_2S_3 , Sb_2S_3 , Bi_2S_3 , etc., jouent le rôle de sulfoanhydrides.

sont : Cu, Ag, Au, Hg, Pb, Bi, Ni et Pt. Tous se rencontrent à l'état de minéraux libres.

On connaît des *arséniures* simples de Fe, Ni, Co et Pt : leur nombre est très limité. Les composés complexes sont plus fréquents : ce sont les sulfosels, principalement les sulfoarsénites de Cu, Ag et Pb.

Les *antimoniures* simples se forment seulement avec Ni. Cependant, les composés complexes sont fréquents : il s'agit des sulfoantimonites de Cu, Ag et Pb.

Les *bismuthures* simples sont inconnus dans la nature. On rencontre seulement les sulfobismuthures de Cu, Ag et Pb.

L'importance quantitative des séléniures, tellurures, arséniures, antimoniures et bismuthures est bien moindre que celle des composés sulfurés.

Caractères chimiques des composés. Le tableau de Mendéléév (fig. 88) montre que les composés sulfurés sont caractéristiques des

	H ¹																
He ²	Li ³	Be ⁴	B ⁵	C ⁶	N ⁷	O ⁸	F ⁹										
Ne ¹⁰	Na ¹¹	Mg ¹²	Al ¹³	Si ¹⁴	P ¹⁵	S ¹⁶	Cl ¹⁷										
Ar ¹⁸	K ¹⁹	Ca ²⁰	Sc ²¹	Ti ²²	V ²³	Cr ²⁴	Mn ²⁵	Fe ²⁶	Co ²⁷	Ni ²⁸	Cu ²⁹	Zn ³⁰	Ga ³¹	Ge ³²	As ³³	Se ³⁴	Br ³⁵
Kr ³⁶	Rb ³⁷	Sr ³⁸	Y ³⁹	Zr ⁴⁰	Nb ⁴¹	Mo ⁴²	Tc ⁴³	Ru ⁴⁴	Rh ⁴⁵	Pd ⁴⁶	Ag ⁴⁷	Cd ⁴⁸	In ⁴⁹	Sn ⁵⁰	Sb ⁵¹	Te ⁵²	I ⁵³
Xe ⁵⁴	Cs ⁵⁵	Ba ⁵⁶	La ⁵⁷⁻⁷¹	Hf ⁷²	Ta ⁷³	W ⁷⁴	Re ⁷⁵	Os ⁷⁶	Ir ⁷⁷	Pt ⁷⁸	Au ⁷⁹	Hg ⁸⁰	Tl ⁸¹	Pb ⁸²	Bi ⁸³	Po ⁸⁴	At ⁸⁵
Rn ⁸⁶	Fr ⁸⁷	Ra ⁸⁸	Ac ⁸⁹	Th ⁹⁰	Pa ⁹¹	U ⁹²											

Fig. 88. Éléments se combinant sous forme de sulfures, arséniures, séléniures, etc. (en caractères gras et semi-gras).

éléments situés presque exclusivement dans sa moitié droite et surtout aux métaux dits « des séries latérales » de la classification périodique. Une remarque semblable peut être faite au sujet des séléniures, tellurures, arséniures et autres combinaisons.

Dans la partie gauche du tableau l'hydrogène occupe une place à part ; sa combinaison avec le soufre, H_2S , a une formule analogue à celle de l'eau et joue un rôle capital dans la formation des sulfures métalliques.

La grande affinité du soufre pour les métaux lourds se manifeste par l'insolubilité presque totale dans l'eau des sulfures qu'il forme avec eux. Quant aux sulfures des métaux légers (Na, K, Mg, Ca, etc.) ils ne se rencontrent qu'en solution aqueuse.

Du point de vue chimique, les combinaisons présentement examinées peuvent être comparées aux composés oxygénés tels que les oxydes et les sels oxygénés, car leurs formules chimiques ont des traits

communs (par exemple : Cu_2O et Cu_2S , HgO et HgS , Sb_2O_3 et Sb_2S_3 , Cu_3AsS_4 et $\text{Cu}_3[\text{AsO}_4]_2$, etc.).

Du point de vue chimique la plupart des sulfures, séléniures et tellurures simples dérivent de H_2S , H_2Se et H_2Te (par exemple : Cu_2S , ZnS , HgSe , PbS , PbTe , Sb_2S_3 , etc.).

Les composés sulfurés complexes sont soit des sulfures *doubles*, soit des composés qui du point de vue chimique peuvent être rangés dans la classe particulière des *sulfosels*.

De plus, on rencontre des composés simples du type AX_2 , appelés *disulfures*, qui, selon V. Vernadski, dérivent de H_2S_2 . En les comparant aux oxydes, cet auteur les considère comme des analogues des peroxydes. C'est ainsi que les disulfures rendent facilement par chauffage une partie de leur soufre, tout comme les peroxydes perdent partiellement leur oxygène.

Les *arséniures* et les *antimoniures* (combinaisons simples des métaux à l'arsenic et à l'antimoine) du point de vue chimique diffèrent sensiblement des composés sulfurés. L'arsenic et l'antimoine ne peuvent pas se substituer isomorphiquement au soufre, comme on le pensait autrefois. Parmi ces composés, citons NiAs , NiSb , FeAs_2 , CoAs_3 , etc. Les disulfures et les diarséniures sont très proches, par leurs propriétés physiques et chimiques, des *sulfoarséniures* (FeAsS , etc.) et des *sulfoantimoniures* (NiSbS , etc.).

De nombreux composés de la classe présentement examinée forment les uns avec les autres des solutions solides en toutes proportions ou bien à miscibilité limitée à l'état solide. Citons les séries : $\text{HgS} - \text{HgSe}$, $\text{CoAs}_2 - \text{NiAs}_2 - \text{FeAs}_2$ et d'autres encore. Enfin, les variantes polymorphiques sont très nombreuses.

Structure cristalline et propriétés physiques. Comme le montrent les résultats des études aux rayons X, les sulfures et les combinaisons analogues se caractérisent par des liaisons ioniques. Cependant, dans la grande majorité des cas, ils diffèrent des combinaisons ioniques oxygénées types par une série de caractères et sont beaucoup plus proches des éléments natifs que des oxydes et des sels oxygénés. Ces différences sont dues aux propriétés des atomes ou des ions entrant dans la composition des sulfures, séléniures, tellurures, arséniures et antimoniures.

Comparés à l'oxygène, les ions de S, Se, Te, As et Sb possèdent de très grands rayons ioniques et se polarisent plus facilement en constituant des liaisons homopolaires assez ténues. Par contre, les ions des métaux qui s'y combinent se trouvent dans la partie droite du tableau de Mendéléev (la famille du fer et séries voisines de grandes périodes) et sont au nombre des ions fortement polarisants, comportant 18 électrons sur leur couche externe. Les ions complexes s'observent dans les composés sulfurés complexes, en particulier dans les sulfosels, mais ne donnent pas des liaisons aussi solides que celles, par exemple, des silicates et autres sels oxygénés.

Le phénomène de polarisation entraîne dans les structures cristallines une mise en commun d'une quantité importante d'électrons des ions voisins de charges opposées, ce dont témoigne le vif *éclat métallique* des sulfures et des combinaisons analogues, éclat que possèdent généralement les métaux proprement dits. Cela concorde également avec la *conductibilité électrique* élevée de la majorité des sulfures, des arséniures, etc. En outre, nous y puisons l'explication du nombre réduit d'atomes métalliques par rapport à celui des métalloïdes (par exemple dans la pyrrhotine : Fe_{1-x}S) et de l'absence, dans la composition des minéraux, de rapport entre les éléments se conformant exactement à la loi de Dalton, etc.

Dans les combinaisons entre S, Se et Te, les propriétés métalliques se manifestent plus fortement à mesure que la proportion de sélénium et de tellure augmente. Dans la série du fer, ces propriétés sont d'autant plus marquées que l'on se rapproche de Mn et Ni. La même remarque peut être faite à propos de la série de As, Sb et Bi, les propriétés métalliques s'accroissant à mesure que l'on s'approche du bismuth. Effectivement, la bismuthine (Bi_2S_3) est caractérisée par un éclat métallique plus vif que l'antimonite (Sb_2S_3), alors que l'orpiment (As_2S_3) est semi-transparent et possède un éclat adamantin ou submétallique.

Etat naturel. Les sulfures et les composés analogues se rencontrent principalement dans les gîtes minéraux d'origine hydrothermale. Cela permet de supposer que les métaux lourds provenant des magmas profonds sont transportés à l'état de composés très mobiles ou volatils qui précipitent dans des conditions de basse température et de faible pression sous forme de composés sulfurés. En se basant sur des données expérimentales, on admet que le cheminement de ces composés s'effectuait dans des eaux hydrothermales à l'état de solutions vraies de métaux lourds combinés à Cl, F, B, etc. A des températures plus basses, sous l'effet d'une intensification de la dissociation de H_2S en ions H^+ et S^{2-} , les composés sulfurés précipitent en qualité de produits peu solubles d'une réaction de double décomposition (A. Bétékhtine). De plus, ces solutions peuvent contenir des sels complexes, des sulfures alcalins et leurs sulphydrates (NaHS , KHS , etc.), dans lesquels même l'or est aisément soluble comme l'a montré Bekker. Au cours de la dissociation de ces composés à basses température, outre les sulfures métalliques banaux, il peut également apparaître de l'or natif (on ne connaît pas de sulfures d'or naturels, bien qu'on rencontre des tellures).

Dans d'autres conditions, les sulfures se forment dans des roches sédimentaires argileuses ainsi que dans des dépôts bitumineux et charbonneux. Les sulfures que l'on rencontre le plus fréquemment dans ces roches sont la pyrite et la marcassite FeS_2 . Ils se forment en milieu réducteur en présence de H_2S , produit de la décomposition des albumines de restes organiques à l'abri de l'oxygène ou en cas de son

insuffisance et fréquemment, selon toute vraisemblance, en présence de bactéries.

Au cours des processus d'altération, c'est-à-dire en présence d'eau et d'oxygène, presque tous les minéraux considérés, étant aisément oxydables, se décomposent en formant tout d'abord des sulfates généralement solubles dans l'eau, ensuite des hydroxydes, des oxydes, des carbonates et d'autres composés oxygénés caractéristiques de ce que l'on appelle la zone d'oxydation des gîtes minéraux. Font exception les seuls minéraux chimiquement stables dans ces conditions : le cinabre (HgS), la sperryllite (PtAs_2) et la laurite (RuS_2).

Classification des sulfures et de composés analogues. En se basant sur les caractères chimiques des différents types de combinaisons, il est avant tout indispensable de diviser les composés présentement examinés en deux classes :

Classe 1. Sulfures, séléniures, tellurures, arséniures et antimoniures simples ; ajoutons à ce groupe les minéraux du type des sels doubles.

Classe 2. Sulfofels, c'est-à-dire les minéraux proches des sels par leur composition chimique.

Classe 1

SULFURES SIMPLES ET COMPOSÉS ANALOGUES

A part l'hydrogène sulfuré, tous les sulfures simples ainsi que les composés analogues se rencontrent dans l'écorce terrestre sous la forme de corps cristallisés solides. Parmi eux, suivant la composition chimique, on distingue différents groupes de minéraux (sulfures, arséniures et antimoniures).

1. Groupe de la chalcosine

On réunit dans ce groupe les minéraux du cuivre et d'argent du type A_2S , A_2Se et A_2Te . Parmi eux, nombreux sont ceux que l'on rencontre à l'état naturel sous deux formes : l'une de haute température cristallisant dans le système cubique, l'autre de basse température cristallisant dans les systèmes orthorhombique ou clinorhombique.

CHALCOSINE — Cu_2S . Le nom de ce minéral provient du mot grec « chalcos » — cuivre.

On connaît trois variantes de Cu_2S : une variante de basse température, stable au-dessous de 91° cristallisant dans le système orthorhombique (chalcosine proprement dite ou chalcosine β), et deux

variantes de haute température (stables au-dessus de 91°) : l'une hexagonale et l'autre cubique (chalcosine α). La variante hexagonale, dont la composition répond exactement à la formule Cu_2S , est instable et en se dissociant passe à la variante cubique : la chalcosine α (digénite), de structure pseudo-cubique et de composition Cu_{2-x}S , ou $x = 0,03-0,11$ ($a_0 = 5,55$). La chalcosine α n'est stable que dans les conditions suivantes : existence de cases vides correspondant aux positions des atomes de cuivre, cases dont le nombre est statistiquement voisin de 10 % et, par ailleurs, remplacement de 10 % du cuivre monovalent par du cuivre bivalent.

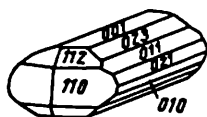


Fig. 89. Cristal prismatique de chalcosine.

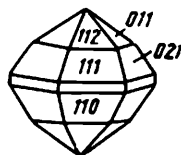


Fig. 90. Cristal de chalcosine de faciès hexagonal.

La variante hexagonale de haute température de Cu_2S est d'assemblage compact. Les ions de cuivre sont disposés au centre de tous les triangles formés par les anions de soufre de chaque couche de l'assemblage, $a_0 = 3,89$, $c_0 = 6,68$.

La chalcosine naturelle est souvent constituée par un mélange de chalcosine β orthorhombique de basse température et de chalcosine α .

Composition chimique. Cu 79,9 %, S 20,1 %. Contient habituellement Ag, parfois Fe, Co, Ni, As, Au. Certains de ces éléments, en particulier les derniers, constituent des impuretés mécaniques.

Système orthorhombique; bipyramide orthorhombique, sym. $3L^23PC$. Gr. sp. $Ab2m(2_2^5)$. $a_0 = 11,9$; $b_0 = 27,2$; $c_0 = 13,41$. Parfois pseudo-cubique. Lorsque la chalcosine cristallise à une température inférieure à 91° , on observe habituellement les faces de prismes $\{110\}$, $\{021\}$, $\{011\}$, $\{023\}$, du pinacoïde $\{001\}$, de plusieurs bipyramides $\{111\}$, $\{112\}$, $\{113\}$, etc. La structure cristalline de la chalcosine orthorhombique est très complexe et n'a pas encore été l'objet d'une étude détaillée. **Aspect des cristaux.** Les cristaux sont relativement rares. Le plus souvent on rencontre d'épaisses tablettes suivant $\{001\}$ ou de courts prismes allongés suivant l'axe a (fig. 89). Parfois, ils sont de faciès hexagonal (fig. 90).

La forme hexagonale des cristaux de chalcosine est souvent due à des macles en triplets suivant (110) . On observe également des formes d'interpénétration suivant (032) , plus rarement suivant (112) . **Etat d'agrégation.** Se rencontre habituellement en masses homogènes finement grenues ou sous forme d'inclusions dans des pseudomorphoses en bornite, chalcoppyrite, sphalérite, galène, covellite, pyrite, etc.

Couleur. Gris plomb. **Trait** gris foncé. **Eclat** métallique.

Dureté 2-3. Faiblement malléable. **Clivage** difficile suivant {110}.
P. sp. 5,5-5,8. Bon conducteur de l'électricité.

Caractères distinctifs : couleur gris plomb, faible dureté, malléable (la pointe d'un couteau laisse une trace brillante, ce qui la distingue de la tétraédrite d'aspect analogue). En solution dans HNO_3 donne une couleur verte. L'association de la chalcosine avec les minéraux cuprifères, le plus souvent avec la bornite, est caractéristique.

Examinée au chalumeau elle fond en teignant la flamme en bleu clair. Sur le charbon en présence de soude donne un globule de cuivre métallique. Est très soluble dans HNO_3 en donnant un précipité de soufre.

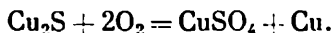
Origine et gisements. A l'état naturel, la chalcosine orthorhombique se forme tant dans les conditions endogènes qu'exogènes, mais exclusivement à basse température (au-dessous de 91°).

En formation endogène, on le rencontre parfois dans les gîtes hydrothermaux de sulfures, riches en cuivre et pauvres en soufre. Dans ce cas, la bornite d'origine endogène est le minéral le plus souvent observé en paragenèse avec la chalcosine. Tels sont les gisements de Djezkazgan (Kazakhstan), de Redroot en Cornouaille (Grande-Bretagne), etc.

Cependant, la chalcosine se forme généralement par voie exogène dans ce que l'on appelle les zones d'enrichissement secondaire des gisements de sulfures (ou zones de cémentation) (voir fig. 55). Comme tous les autres sulfures de cuivre formés secondairement, la chalcosine est un produit de la réaction des solutions de sulfates de cuivre provenant de la zone d'oxydation des gîtes cuprifères avec les sulfures de formation primaire. Souvent, elle se forme par métasomatose, remplaçant la bornite de formation secondaire. Parfois, elle se substitue directement à la chalcopirite, à la galène, la blende et à d'autres sulfures des minerais de formation primaire.

On connaît des exemples de formation de la chalcosine provenant de solutions cuprifères dans des roches *sédimentaires* contenant des restes organiques où elle constitue des pseudomorphoses conservant tous les détails de leur structure (principalement des restes du bois).

Dans la zone d'oxydation la chalcosine n'est pas stable et, en se décomposant, donne naissance à la cuprite (Cu_2O), la malachite, l'azurite et à d'autres composés oxygénés. Si l'oxydation est incomplète, la chalcosine donne du cuivre natif suivant la réaction :



Les grands gisements de chalcosine sont relativement rares. Ces minerais apparaissent en accumulations importantes dans la partie inférieure d'épaisses zones d'oxydation des gîtes de sulfures riches en cuivre fortement attaqués par les agents externes. Là, la chalcosine, en tant que principal minéral cuprifère, forme les zones d'enrichissement secondaire des gisements sulfurés.

En U.R.S.S., il fut une époque où la chalcosine était extraite des gîtes Tourinskié (Oural du Nord) où elle formait de grandes masses homogènes. On y rencontrait également des cristaux bien formés de ce minéral, étudiés en détail par l'académicien soviétique P. Eréméev. Des minerais à chalcosine pauvres, se présentant en mouchetures, ont été découverts dans les plus grands gisements de l'Union Soviétique : ceux de *Koounrad* (au nord du lac Balkhach) et d'*Almalyk* (au sud de la ville de Tachkent), etc.

A l'étranger, le gisement le plus connu est celui de Butte dans le Montana (U.S.A.) où la chalcosine en paragenèse avec la bornite, l'énargite, la pyrite et d'autres minéraux a été observée dans les minerais de formation primaire bien au-dessous du niveau des eaux souterraines, ce qui témoigne de son origine endogène.

Importance pratique. La chalcosine est le sulfure le plus riche en cuivre, d'où son importance pour l'industrie du cuivre, par rapport aux autres gîtes de sulfures. Actuellement, la plus grande partie de la production mondiale de cuivre provient de minerais à chalcosine. Tels sont, en particulier, les immenses gisements de minerais mouchetés pauvres des gîtes de Koounrad, dont l'exploitation intensive s'est révélée rentable malgré leur faible teneur en cuivre.

ARGENTITE — Ag_2S . Le nom de ce minéral provient du mot latin « argentum » — l'argent. Synonyme : argyrite. L'argentite noire est une variété pulvérulente du sulfure d'argent et se rencontre avec l'argentite compacte.

On connaît deux variantes de Ag_2S : 1) une variante de haute température, cristallisant dans le système cubique, stable au-dessus de 179° : l'*argentite* et 2) une variante de basse température, orthorhombique, se formant à des températures inférieures à 179° : l'*acanthite*. L'étude aux rayons X des cristaux cubiques montre que l'abaissement de la température entraîne la transformation paramorphe de la forme cubique en forme orthorhombique.

Bien que des noms spéciaux aient été proposés pour désigner chacune des deux variétés du sulfure d'argent, on a conservé en définitive le terme d'« argentite » que l'on emploie aussi pour désigner les paramorphoses à partir de la variante de basse température en variante de haute température.

Composition chimique. Ag 87,1 %, S 12,9 %. Le cuivre est parfois présent sous la forme d'impureté isomorphe. Contient aussi généralement des composés de Pb, Fe, Sb, etc.

Système cubique ; hexaoctaèdre, sym. $3L^4 4L^3 6L_2 9PC$. Gr. sp. $m3m (O_h^8)$.

L'argentite de basse température (acanthite) est clinorhombique. Gr. sp. $P2_1/c(C_{2h}^2)$; $a_0 = 9,47$; $b_0 = 6,95$; $c_0 = 8,28$; $\beta = 124^\circ$ (insuffisamment étudiée). Se rencontre sous forme de cristaux paramorphes (imparfaits) cubiques, octaédriques (fig. 91), parfois rhombododécaédriques.

Couleur. Gris plomb. **Eclat** métallique en cassure.

Dureté 2-2,5. **Malléable.** **Clivage** difficile suivant {110} et {100}. **P. sp.** 7,2 à 7,4. **Autres propriétés.** Ne conduit l'électricité qu'à haute température. En surface polie, l'argentite ternit en quelques secondes sous l'effet d'un rayonnement lumineux intense.

Caractères distinctifs. Difficilement reconnaissable par examen macroscopique, c'est-à-dire d'après les caractères apparaissant à l'œil nu. Est souvent accompagnée d'argentite pulvérulente noire et d'argent natif.

Examinée au chalumeau sur charbon, fond en donnant un globule d'argent malléable. Soluble dans HNO_3 avec précipitation de soufre ; l'addition de HCl donne un précipité pâteux blanc d' AgCl , soluble dans l'ammoniaque.

Origine et gisements. L'argentite se rencontre dans les gîtes *hydrothermaux* argentifères de sulfures, souvent en paragenèse avec l'argent natif et d'autres minéraux argentifères.

Cependant, ce minéral (et plus précisément l'acanthite), est le plus répandu dans les parties inférieures des *zones d'oxydation* des gîtes argentifères de sulfures en association avec des minéraux tels que la cérusite (PbCO_3), la cérargyrite (AgCl), l'argent natif et d'autres. On connaît des exemples de pseudomorphoses : l'argentite se substitue à l'argent natif et à de nombreux autres minéraux complexes tels que des sulfures, des arséniures et des antimoniures d'argent (proustite, pyrargyrite, stéphanite, etc.).

Les grands amas homogènes d'argentite sont très rares. En grandes masses accompagnée d'argent natif, l'argentite se rencontre dans le gisement de Kongsberg (Norvège), ainsi que dans de nombreux gisements *méxicains* (Zacatecas, Guanajuato, etc.) associée à des sulfosels d'argent (polybasite, pyrargyrite, proustite, etc.).

En U.R.S.S., l'argentite se rencontre sous la forme d'inclusions, plus rarement de masses homogènes dans le gisement de Zméinogorsk (Altaï) et très rarement dans quelques gisements des régions de Nertchinsk (Transbaïkalie orientale) et de Verkhoïansk.

Importance pratique. L'argentite, tout comme les autres minéraux argentifères qu'elle accompagne, est une source d'obtention de l'argent. La teneur en argent, généralement considérée comme limite d'exploitabilité des gîtes, est voisine de 0,02 %.

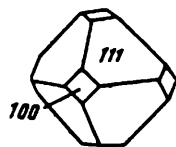


Fig. 91. Cristal d'argentite (forme courante).

2. Groupe de la galène

Nous examinerons le minéral de ce groupe, le plus répandu à l'état naturel : la galène.

GALÈNE — PbS . Le nom de ce minéral provient du mot latin « galena » — minerai de plomb. Synonyme : éclat de plomb. Va-

riété : *galène sélénifère*. Il existe une variété physique finement grenue, compacte, de teinte mate.

Composition chimique. Pb 86,6 %, S 13,4 %. Parmi les substances étrangères on note la présence de Ag (jusqu'à quelques dixièmes pour cent), Cu, Zn, parfois Se (*galène sélénifère*), Bi, Fe, As, Sb, Mo, rarement Mn, U, etc. Le plus souvent la présence de ces éléments est liée à des inclusions microscopiques de minéraux étrangers.

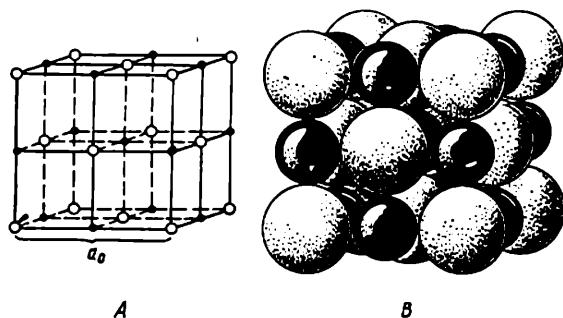


Fig. 92. Structure cristalline de la galène.

A — position des centres des ions (cercles noirs : Pb, cercles blancs : S); B — structure cristalline représentée sous la forme de sphères à la même échelle.

Système cubique ; hexaoctaèdre, sym. $3L^44L^36L^29PC$. Gr. sp. $Fm\bar{3}m(O_h^5)$. $a_0 = 5,924$. La structure cristalline des sulfures du groupe de la galène rappelle celle du NaCl (fig. 92). Les anions du soufre forment des assemblages compacts cubiques (à 3 couches) et les cations

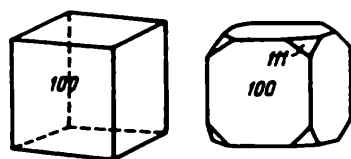


Fig. 93. Cristaux de galène cubique.

de plomb occupent tous les cases octaédriques vides entre les anions. La maille élémentaire est un réseau cube faces centrées : les ions sont disposés aux sommets du cube et au centre de chaque face, mais l'édifice cristallin est constitué par deux sortes d'ions (fig. 92,B). Si l'on divise la maille élémentaire en petits cubes, les ions de chaque sorte occuperont alternativement leurs sommets. La coordinence est 6 pour les deux sortes d'ions. Sur la figure 92, les ions de soufre sont disposés aux sommets et aux centres des faces du grand cube et les ions de plomb sont situés dans les intervalles. Une représentation inverse est néanmoins possible : le type de la structure reste inchangé. Aspect des cristaux : généralement cubiques, parfois avec des faces d'octaèdre (fig. 93), plus rarement octaédriques. Le plus souvent on rencontre les formes : $\{100\}$, $\{111\}$, plus rarement $\{110\}$. Macles suivant $\{111\}$. Les cristaux de galène ne s'observent que dans

les géodes. Habituellement, on rencontre la galène sous la forme de masses granulaires ou de ségrégations informes.

Couleur. Gris plomb. **Trait** gris-noir. **Eclat** métallique.

Dureté 2-3. **Fragile.** **Clivage** parfait suivant les plans de moindre résistance du cube. Les variétés bismuthifères présentent une direction de clivage suivant {111}. Au chauffage cette particularité disparaît et l'on observe les plans habituels de clivage du cube. **P. sp.** 7,4 à 7,6. **Autres propriétés.** Possède une faible conductibilité électrique et de bonnes propriétés de détection des ondes hertziennes.

Caractères distinctifs. Aisément reconnaissable à sa couleur, son éclat, son clivage caractéristique suivant les plans de moindre résistance du cube, sa faible dureté et son poids spécifique. En masses cryptocristallines, se distingue des composés antimonieux et arsénieux qui lui ressemblent par son poids spécifique et sa grande fusibilité au chalumeau.

Examinée au chalumeau fond facilement en présence de soude, donne un globule de plomb métallique. Très soluble dans HNO_3 avec apparition du soufre et d'un précipité blanc de PbSO_4 du fait de son oxydation partielle lors de la dissolution.

Origine et gisements. La galène se rencontre presque exclusivement dans les gîtes *hydrothermaux*. Elle forme souvent de riches accumulations. Il est remarquable qu'elle se trouve presque toujours en paragenèse avec la blende ZnS mais en quantités généralement moins importantes que cette dernière. Les gîtes hydrothermaux plombo-zincifères se présentent soit en filons typiques, soit en masses métasomatiques informes, soit enfin, en inclusions.

Les autres minéraux que l'on rencontre en association avec la galène sont la pyrite, la chalcoppyrite, des sulfosels d'argent, de plomb, de cuivre, l'arsénopyrite, etc. Parmi les minéraux non métallifères on rencontre, outre le quartz et la calcite, divers carbonates, la barytine (BaSO_4), la fluorine (CaF_2), etc.

L'oxydation de la galène, au cours des processus d'altération des gisements, fait apparaître une croûte d'anglésite (PbSO_4), qui se transforme superficiellement en cérusite (PbCO_3). Ces composés peu solubles forment une enveloppe compacte autour de la masse de galène inaltérée et protègent l'intérieur des agents oxydants. C'est pourquoi il n'est pas étonnant de rencontrer des masses continues de galène entourées d'une telle couche protectrice dans les zones d'accumulation d'argiles résiduelles et même dans les alluvions. A la différence de la blende, dans la zone d'oxydation, la galène donne naissance, outre à l'anglésite et la cérusite, à une série d'autres composés oxygénés : phosphates, arsénates, vandates, molybdates, etc. De ce fait, les zones d'oxydation des gîtes plombo-zincifères sont enrichies en plomb.

Parmi les très nombreux gisements de galène en U.R.S.S., citons les plus connus : celui de Sadon (Caucase du Nord) qui est un gîte filonien ; celui de Tourlan (Atchisaï) où les masses de ga-

lène compacte, formées de cristaux de dimensions exceptionnelles, se trouvent dans les calcaires des monts Karataou ; ceux de l'Altai dont les minerais dits « polymétalliques » se présentent sous formes d'amas de petits cristaux de pyrite, de blende, de chalcoppyrite, de galène et de sulfosels ; les nombreux gisements d'Asie centrale, ceux de Nertchinsk en Transbaïkalie, etc.

Parmi d'autres gisements, citons ceux de l'Etat du *Missouri* (U.S.A.), qui sont immenses et où les minerais se présentent en mouchetures et en inclusions disséminées dans des calcaires et des schistes argileux s'étendant sur de vastes territoires, celui de Leadville (« Ville de Plomb ») dans l'Etat du Colorado (U.S.A.), etc.

Importance pratique. La galène est l'un des minerais de plomb les plus importants. Presque toute la production mondiale repose sur l'extraction de ce minéral.

Outre l'obtention du plomb dont les applications sont universellement connues, une faible partie des minerais est transformée en litharge PbO , servant à la préparation des sous-produits du plomb, en particulier des peintures (blancs, jaunes, céruse, etc.) et des émaux.

Au cours de la fusion, on recueille de notables quantités d'argent qui accompagne la galène sous forme de minéraux argentifères, et parfois du bismuth.

3. Groupe de la sphalérite (blende)

Les minéraux dimorphes du type AX , cristallisant dans les systèmes cubique et hexagonal, dont la structure cristalline est du type de la blende ou de la wurtzite (à coordination tétraédrique des ions), appartiennent à ce groupe. Nous examinerons également ici le sulfure de mercure (cinabre), minéral proche du groupe de la blende par certaines de ses propriétés, mais qui s'en distingue fortement par sa structure cristalline.

SPHALÉRITE — ZnS . Le nom de ce minéral provient du mot grec « sphaléros » — trompeur, ce qui peut être expliqué par le fait qu'il ne ressemble aucunement aux sulfures métalliques habituels. Synonyme : blende. Variétés : la *cléiophane* blanchâtre ou incolore (très pure) ; la *marmatite*, noire et ferrifère ; la *przibramite*, riche en cadmium (contenant jusqu'à 5 % de Cd).

Composition chimique. Zn 67,1 %, S 32,9 %. Contient le plus souvent du fer (jusqu'à 20 %) ; l'examen au microscope des variétés ferrifères révèle la présence de fines inclusions de pyrrhotine (FeS) dues à la dissociation de la solution solide. Parfois, on observe des inclusions identiques de chalcoppyrite ($CuFeS_2$) et plus rarement de stannine (Cu_2FeSnS_4), ce qui explique la présence de cuivre et d'étain dans la blende, qui contient aussi fréquemment des impuretés isomorphes de Cd (habituellement quelques dixièmes de pour cent), In (quelques centièmes de pour cent), Ca , Mn , Hg , etc.

Système cubique; hexatétraèdre, sym. $3L_4^2 4L^3 6P$. Gr. sp. $\overline{F}43m(T_d^2)$. $a_0 = 5,40$. **Structure cristalline**: assemblage compact cubique (à 3 couches) des anions de soufre. Les cations de zinc occupent la moitié des vides tétraédriques entre les anions. La structure rappelle celle du diamant dont elle se distingue par le fait que les centres des petits cubes sont occupés par des atomes (ions) différents de ceux situés aux sommets et au centre des faces du grand cube.

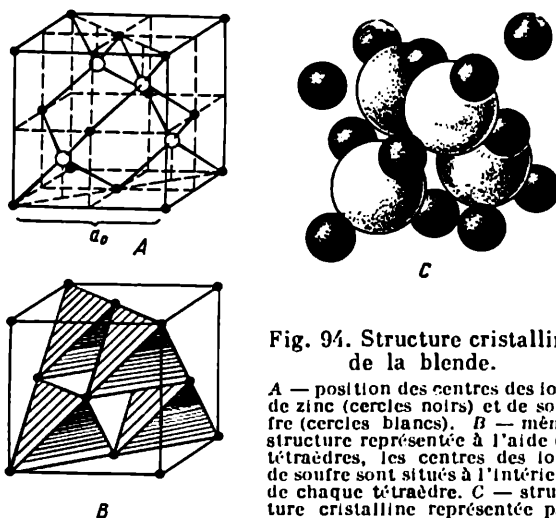


Fig. 94. Structure cristalline de la blende.

A — position des centres des ions de zinc (cercles noirs) et de soufre (cercles blancs). B — même structure représentée à l'aide de tétraèdres, les centres des ions de soufre sont situés à l'intérieur de chaque tétraèdre. C — structure cristalline représentée par des sphères.

Comme on le voit sur la figure 94, chaque ion S est entouré par quatre ions de zinc disposés aux sommets d'un tétraèdre. La maille élémentaire, représentée sur cette même figure, a quatre ions de soufre situés au centre de la moitié du nombre total de petits cubes. Notons que tous les tétraèdres ont la même orientation, ce qui donne à l'ensemble la symétrie du tétraèdre et non celle du cube. A la différence du diamant, les cristaux de blende ne possèdent pas les plans de clivage de l'octaèdre, mais ceux du dodécaèdre rhomboïdal $\{110\}$, ceci du fait que les plans réticulaires denses contiennent en même temps des ions Zn et S qui y sont en nombre égal.

Aspect des cristaux. Se rencontre souvent en cristaux bien formés dans les géodes. Les cristaux se présentent le plus souvent en tétraèdres (fig. 95), en outre, les formes en relief et en creux diffèrent par leur éclat et les figures de corrosion dues à l'attaque des acides. Parfois, les faces $\{110\}$ prédominent et les cristaux acquièrent un habitus dodécaédrique. Les macles suivant (111) sont fréquentes. **Etat d'agrégation.** Les masses compactes à texture granulaire très apparente, aisément reconnaissable au clivage facile des grains isolés. Plus rarement on rencontre des amas en forme de rognons.

Couleur. Habituellement brune ou marron ; souvent noire (mar-
matite), plus rarement jaune, rouge ou verdâtre. On connaît des
variétés incolores et transparentes (cléiophane). **Trait** blanc ou de
teinte claire à reflets jaunes ou bruns. Les variétés riches en fer
laissent une rayure marron. **Eclat** adamantin. Indice de réfraction
en lumière de sodium $N = 2,37$.

Dureté 3-4. Assez fragile. **Clivage** parfait suivant $\{110\}$. **P. sp.**
3,9-4. **Autres propriétés.** Non conducteur de l'électricité. Pyroélec-
trique. Certaines variétés deviennent phosphorescentes par clivage
ou friction.

Caractères distinctifs. Les grains cristallins isométriques se
clivant en dodécaèdre rhomboïdal, c'est-à-dire suivant six directions

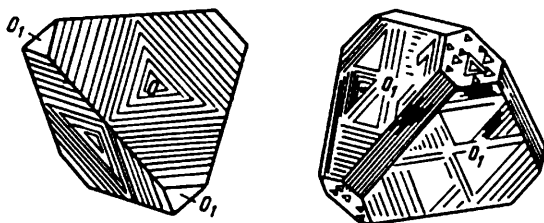


Fig. 95. Cristaux en tétraèdres de la blende.

de clivage qui correspondent aux plans réticulaires denses contenant
les atomes de zinc et de soufre, sont très caractéristiques. Cela per-
met de distinguer les variétés ferrifères de blende de la wolframite
(Fe, Mn) WO_4 et de l'énargite Cu_3AsS_4 qui leur ressemblent par leur
couleur, leur dureté, leur éclat et d'autres propriétés, mais en diffé-
rent par leurs grains prismatiques et leur unique direction de clivage.

Examinée au chalumeau la blende décrépite mais ne fond presque
pas. Chauffée dans une flamme oxydante, donne sur le charbon un
enduit d'oxyde de zinc. Soluble dans HNO_3 concentré avec précipi-
tation de soufre.

Origine et gisements. La plupart des gisements de blende (de
même que ceux de galène à laquelle la blende est presque toujours
associée) sont *hydrothermaux*. Dans certains gîtes de sulfures, elle
est liée à la chalcoppyrite. Elle se forme très rarement dans les condi-
tions exogènes. On l'a rencontré dans certains gisements de charbon.

Lors des processus d'oxydation, la blende se décompose relati-
vement vite en donnant du sulfite de zinc, très soluble dans l'eau,
ce qui entraîne un appauvrissement en zinc des zones d'oxydation
(comparer avec la galène). Il se forme des accumulations de carbo-
nate de zinc (smithsonite) dans les roches encaissantes, si celles-ci
sont des calcaires.

Dans les gîtes plombo-zincifères (dont des exemples ont été don-
nés plus haut à propos de la galène), la blende se rencontre généra-
lement en quantités notablement plus grandes que la galène.

Dans certains gisements on observe dans les druses des cristaux bien formés de blende accompagnée de calcite, de quartz et d'autres minéraux. A titre d'exemple citons parmi d'autres le gisement des *Monts Nagolny* (Ukraine).

En de nombreux endroits, dans les géodes des calcaires, on a rencontré de très curieuses formations métacolloïdales de blende se présentant en masses concrétionnées qui montrent des zones concentriques, et associées à la galène, la pyrite, la marcassite, la chalcoppyrite, la calcite ou la dolomite.

On l'observe également étroitement associée à la chalcoppyrite (presque sans galène) dans de nombreux gisements de sulfures métalliques de l'Oural : gisements *Karpouchinskoïé*, *III^e Internationale*, etc.

Dans d'autres pays, parmi les gisements les plus intéressants du point de vue minéralogique citons : *Příbram* (Tchécoslovaquie) ; *Binnentahl* (Suisse) où l'on rencontre de beaux cristaux dans les géodes des dolomies ; les gisements de la région de *Santander* (Nord de l'Espagne) où l'on observe des cristaux de blende remarquablement transparents.

Importance pratique. La blende est le principal minerai de zinc. En plus du zinc, on extrait des minerais à blende des métaux précieux et rares : Cd, In et Ga.

Au cours du grillage et de la fusion des minerais polymétalliques, une quantité notable de ZnS se transforme en ZnO par oxydation, se volatilise et s'échappe avec les dégagements gazeux. C'est pourquoi on procède généralement à une concentration préalable du minerai et à leur fractionnement en concentrés de plomb et de zinc. Ce dernier, après un grillage dans des fours spéciaux où le zinc est oxydé, est ensuite fondu, réduit et affiné en cornues fermées.

Le zinc métallique obtenu par sublimation est impur. On l'emploie pour le zincage du fer. L'affinage du zinc brut est effectué par électrolyse. Le zinc d'électrolyse est utilisé pour la fabrication du laiton, du bronze et d'autres alliages.

En outre, de petites quantités de blende sont directement employées pour la fabrication de peintures (blancs), d'écrans fluorescents, etc.

Le cadmium, principalement obtenu par récupération lors du traitement des minerais à blende, est employé en galvanoplastie pour les revêtements destinés à protéger de la corrosion les objets en acier et en fer ; pour la fabrication des alliages fusibles et anti-friction, plus tenaces et résistant mieux aux hautes températures et à la friction que les alliages à base d'étain ; pour la fabrication des accumulateurs ; pour la fabrication des extincteurs automatiques, etc.

Le gallium est un métal dont les propriétés rappellent beaucoup celles de l'aluminium ; il fond à 29° et forme avec l'aluminium un alliage liquide à la température ordinaire ; par contre, et à la différence du mercure, sa température d'ébullition est très élevée ($1\,700^{\circ}$ - $2\,300^{\circ}$), ce qui permet souvent de l'utiliser à la place du mercure

pour le remplissage des thermomètres et d'autres instruments de précision. Les ampoules électriques au gallium donnent une lumière proche de celle du Soleil.

L'indium est utilisé comme métal « anticorrosion » pour le revêtement des objets métalliques. Il est également employé dans la fabrication des projecteurs et des réflecteurs de phares d'automobile. Les composés organiques de l'indium sont utilisés dans la lutte contre la maladie du sommeil.

WÜRTZITE — ZnS . Variété: l'érythrozoïcite est une würtzite manganifère (Zn , Mn)S.

Composition chimique. Identique à celle de la blende. Contient habituellement une notable quantité de cadmium.

Système hexagonal; pyramide bihexagonale, sym. L^6P . Gr. sp. $C6mc(C_{6v}^2)$. $a_0 = 3,798$; $c_0 = 6,23$. La structure cristalline est caractérisée par un assemblage compact hexagonal (à deux couches) des anions du soufre (fig. 96) ¹. Les cations de zinc, de même que dans la blende, occupent la moitié des vides tétraédriques. Les similitudes entre les structures cristallines de ces minéraux expliquent une série de propriétés physiques très voisines (poids spécifique, dureté, couleur, etc.). La würtzite diffère, évidemment, de la blende par son anisotropie optique et la forme de ses cristaux. Aspect des cristaux. Ils sont pyramidaux ou bien se présentent en prismes plats ou en tablettes.

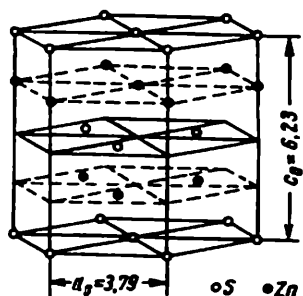


Fig. 96. Structure cristalline de la würtzite.

en prismes plats ou en tablettes.

Couleur. Tout comme celle de la blende, elle varie du brun au noir en fonction de la teneur en fer. En conséquence, le trait peut passer par toutes les nuances entre l'incolore et le brun. Eclat adamantin.

Dureté 3,5-4. Fragile. Clivage parfait suivant $\{11\bar{2}0\}$ et difficile suivant $\{0001\}$. P. sp. 4,0-4,1.

Caractères distinctifs. En masses homogènes, difficile à distinguer extérieurement de la blende. Son anisotropie optique ne peut être mise en évidence qu'au microscope. Examinée au chalumeau et par les acides elle ne peut être distinguée de la blende.

Origine et gisements. C'est un minéral relativement rare. Dans certains gîtes hydrothermaux, formés à basse température, se rencontre accompagné de blende.

En U.R.S.S., on la trouve associée à la blende dans quelques gisements de l'Oural (*Bliava*, *Yaman-Kassy*), de Kirghizie (*Ak-Tiouz*, *Karavach*, etc.).

¹ Ces derniers temps on a établi l'existence de variantes naturelles rares de würtzite en assemblage compact à 4, 6 et 15 couches.

Parmi les gisements d'autres pays notons le grand intérêt minéralogique des gîtes de Příbram (Tchécoslovaquie) où l'on observe des formations métacolloïdales à zones concentriques, ceux de *Butte* dans l'Etat du Montana (U.S.A.) où l'on rencontre de beaux cristaux pyramidaux, ceux d'*Oruro* et *Potosi* (Bolivie), etc.

La würtzite ne présente pas d'intérêt pratique par elle-même.

GREENOCKITE — CdS . Synonyme: blende de cadmium. Rare. Teneur en Cd 77 %. Contient parfois de l'indium.

Système hexagonal; pyramide bihexagonale, sym. L^6P . Gr. sp. identique à celui de la würtzite, $a_0 = 4,142$; $c_0 = 6,724$.

Ces derniers temps, une variante cubique de ce composé a été découverte qui a été nommée *nawleyte*.

Les rares cristaux que l'on rencontre sont en forme de barillets ou de pyramides aiguës. Habituellement, s'observe en forme d'enduits pulvérulents ou terreux.

Couleur. Jaune orangé, orangé sombre. Trait jaune orangé à rouge brique. Eclat adamantin.

Dureté 3-3,5. Fragile. Clivage parfait suivant $\{11\bar{2}0\}$. P. sp. 4,9-5,0.

Caractères distinctifs. Diffère de l'orpiment As_2S_3 , du réalgar AsS et de la wulfénite PbMoO_4 , qui lui ressemblent, par son comportement au chalumeau: un chauffage intensif en présence de soude donne un enduit rouge-brun de CdO . La solution de la greenockite dans les acides dégage une forte odeur de H_2S . La réaction caractéristique du cadmium s'effectue sur papier filtre à l'aide d'une solution alcoolique de diphénylcarbazine.

Origine et gisements. S'observe en association avec la blende cadmière ou avec la würtzite. Jusqu'à présent on n'a observé aucune accumulation importante de greenockite.

En U.R.S.S., on la rencontre dans la zone d'oxydation d'une série de gisements: *Kyzyl-Espé* (Kazakhstan central), Gaïnakh-Kan, Kan-Saï, Obissorboukh (Asie centrale). A été trouvée en cristaux minuscules sur la chalcoppyrite et la galène dans le gisement de sulfures métalliques de Sibaï (Oural du Sud). Elle est ici probablement d'origine exogène.

Parmi les gisements d'autres pays, citons: *Příbram* (Tchécoslovaquie), *Freedensville* en Pennsylvanie (U.S.A.), etc.

Pour l'utilisation du cadmium, voir la blende.

CINABRE — HgS . On suppose que le nom de ce minéral tire son origine de l'Inde où l'on nomme ainsi la résine rouge et le « sang du dragon ». La variante cubique de HgS est nommée *métacinabre*.

Composition chimique. Hg 86,2 %, S 13,8 %. Les autres éléments sont généralement des impuretés d'apport mécanique.

Système rhomboédrique; trapézoèdre trigonal, sym. L^3L^2 . Gr. sp. $C3_12(D_3^4)$ ou bien $C3_22(D_3^4)$. $a_0 = 4,16$; $c_0 = 9,54$. Structure cristalline: hexagonale. En général, elle paraît provenir d'une

distorsion de la structure de NaCl, les atomes de Hg et de S étant de coordination 6. Elle est caractérisée par des chaînes spirales ininterrompues S — Hg — S où les ions sont retenus par des liaisons de covalence. Ces chaînes, d'enroulement à droite ou à gauche, sont disposées parallèlement à l'axe c . Cela confère à l'édifice cristallin un pouvoir rotatoire élevé. Les liaisons plus faibles entre les chaînes conditionnent un clivage facile suivant le prisme $\{10\bar{1}0\}$.

Aspect des cristaux. Des petits cristaux de cinabre se rencontrent en tablettes épaisses suivant (0001), en rhomboédres à faces $\{10\bar{1}1\}$,

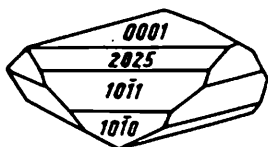


Fig. 97. Cristal de cinabre.

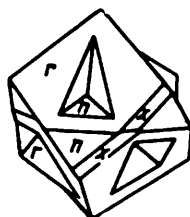


Fig. 98. Macle de cinabre: r $\{10\bar{1}1\}$, n $\{20\bar{2}1\}$, x $\{4\bar{2}63\}$.

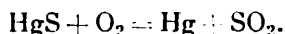
$\{20\bar{2}5\}$, etc. (fig. 97), parfois à faces de trapézoèdre. Les macles suivant (0001) (fig. 98) sont caractéristiques. **Etat d'agrégation.** Le plus souvent, en grains informes inclus parfois dans des masses homogènes et en enduits pulvérulents. Ce que l'on appelle « minerai hépatique » se présente en masses cryptocristallines riches en inclusions terreuses et organiques.

Couleur. Rouge, parfois à irisations gris de plomb. **Trait** rouge. **Eclat** vif, submétallique. Semi-transparent.

Dureté 2-2,5. Fragile. **Clivage** suivant $\{10\bar{1}0\}$ presque parfait. **P. sp.** 8,09. **Autres propriétés.** À la différence du métacinabre, le cinabre n'est pas conducteur de l'électricité.

Caractères distinctifs. Le cinabre est assez aisément reconnaissable à sa couleur rouge, sa faible dureté, son poids spécifique élevé et son comportement au chalumeau.

Examiné au chalumeau sur le charbon se sublime totalement. La volatilisation commence à 200°. Lors du chauffage en tube fermé, il se forme un sublimé noir constitué partiellement de HgS, partiellement de mercure métallique et d'un dépôt de soufre. En tube ouvert, c'est-à-dire en présence d'oxygène, on obtient du mercure métallique qui se condense sur les parois froides en gouttelettes minuscules, la réaction étant la suivante :



La préparation industrielle du mercure est basée sur cette réaction.

Soluble dans l'eau régale. D'une manière générale le chlore et les solutions des sulfures des bases fortes décomposent le cinabre ; HNO_3 et H_2SO_4 sont sans action.

Origine et gisements. Le cinabre se rencontre exclusivement dans les gîtes *hydrothermaux* de basse température.

On connaît des exemples de cinabre déposé par des sources thermominérales basiques. Telles sont, par exemple, celle de Stimbot dans le Nevada et Salford-Bank en Californie (U.S.A.). Les minéraux métallifères que l'on rencontre en association avec le cinabre sont : fréquemment l'antimonite (stibine) (Sb_2S_3) et la pyrite, plus rarement l'arsénopyrite (FeAsS), le réalgar (AsS), parfois la blende, la chalcoppyrite, etc. Parmi les minéraux non métallifères associés au cinabre, on trouve habituellement le quartz, la calcite, souvent la fluorine, la barytine, parfois le gypse, etc.

Dans les zones d'oxydation des gîtes de mercure on rencontre, en qualité de minéraux secondaires, le métacinabre sous forme de pellicules noires, le mercure natif et rarement des chlorures de mercure. D'une manière générale, le cinabre est stable en milieu oxydant, à la différence des autres sulfures. Cela explique sa présence dans les alluvions, dont le lavage à la battée permet de le recueillir, du fait de son poids spécifique élevé.

Le plus grand gisement de l'U.R.S.S. est celui de *Nikitovka*. Là, on le rencontre en inclusions et en filonnets associé au quartz, à l'antimonite, l'arsénopyrite et rarement la pyrite, principalement dans des grès.

On connaît des petits gisements au Caucase. Parmi ces derniers, celui de *Khidechlep*, où le cinabre est associé au réalgar rouge vif AsS , présente un intérêt minéralogique.

Des gisements plus importants ont été découverts en Asie centrale, principalement dans les avant-monts septentrionaux de l'Alaï et de la chaîne de Turkestan (*Khaïdarkan*, *Tchaouvaï*, etc.) On trouve là du cinabre en petits grains, associé au quartz, à l'antimonite, la fluorine, la calcite, la baryte et à d'autres minéraux, dans des brèches métallifères.

Parmi les autres gisements, les plus connus sont ceux d'*Almaden* (Espagne), qui a une grande importance et celui d'*Idria* (Yougoslavie).

Importance pratique. C'est presque le seul minerai de mercure. Le mercure natif est relativement rare à l'état naturel. Le mercure est principalement employé pour amalgamer l'or au cours de son extraction des minerais, pour la préparation des réactifs chimiques, du fulminate de mercure $\text{Hg}(\text{CNO})$, qui est un explosif servant à la fabrication des détonateurs et pour les appareils de physique.

4. Groupe de la pyrrhotine

Dans ce groupe, se trouvent réunis les composés de métaux du groupe VIII de la classification périodique des éléments (en particulier Fe, Ni et Co) avec S, As et Sb, dont la formule générale est AX (ou voisine de cette dernière).

Nous examinerons ici les minéraux suivants: la pyrrhotine, la nickéline, la millérite et la pentlandite.

PYRRHOTINE — Fe_{1-x}S (le plus souvent $x = 0,1-0,2$). Généralement, cette formule est écrite sous la forme FeS . Le nom de ce minéral vient du grec « purros » — couleur de feu. Synonyme: pyrite magnétique.

Composition chimique. La formule FeS ne rend pas compte de la teneur en soufre qui est toujours plus élevée: au lieu de 36,4 %

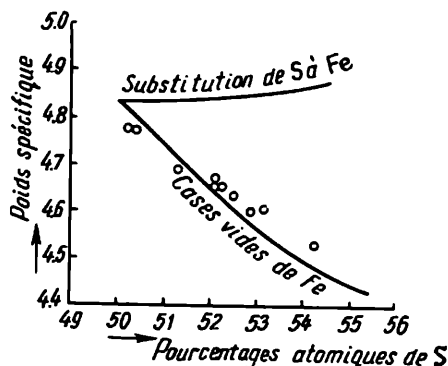


Fig. 99. Courbes des valeurs du poids spécifique établies par calcul. Les petits cercles montrent les valeurs du poids spécifique réel de la pyrrhotine.

elle atteint 39-40 %. La pyrrhotine contient parfois en petite quantité du Cu, Ni, Co, plus rarement du Mn, Zn, etc. (la présence des trois premiers métaux est due principalement à des inclusions de chalcoppyrite et de pentlandite).

Système hexagonal; bipyramide bihexagonale, sym. L^6L^27PC . Cette forme est stable à des températures inférieures à 138° . Gr. sp. $C6/mmc(D_{6h}^4)$. $a_0 = 6,872$; $c_0 = 11,444$ (c croît avec l'augmentation de x)¹. **Structure cristalline.** Assemblage hexagonal rappelant la nickéline (voir plus loin). Comme le montrent les études radiocristallographiques, l'excès de soufre (par rapport à la formule FeS) ne peut être expliqué par la présence des ions S^{2-} excédentaires dans certains vides de l'édifice cristallin, car celui-ci ne possède pas de cases de dimensions suffisantes. On peut supposer que les ions S^{2-} se substituent partiellement aux ions Fe, ou bien que le nombre d'anions S^{2-} restant constant il existe un certain nombre de cases vides qui ne sont pas occupées par les cations Fe. Pour résoudre ce problème on a comparé les poids spécifiques établis par calcul pour chacune des deux hypothèses. La fig. 99 comporte deux courbes: celle du haut de la figure représente les valeurs du poids spécifique,

¹ Dans le gisement d'Ixen (Suède) on a rencontré une forme monoclinique de la pyrrhotine (pyrrhotine β); $a_0 = 5,936$; $b_0 = 3,427$; $c_0 = 5,689$; $\beta = 89^\circ 38'$. On la trouve aux mêmes endroits que la pyrrhotine ordinaire.

établies par calcul dans le cas où les ions S seraient partiellement substitués à ceux de Fe; la courbe du bas de la figure est celle des valeurs calculées dans l'hypothèse selon laquelle une partie des cases est vide d'ions Fe. Les petits cercles représentent les valeurs du poids spécifique des différentes variétés de pyrrhotine naturelle. En comparant ces résultats, il est facile de constater que la seconde hypothèse est vérifiée. Il convient donc d'admettre que pour équilibrer la charge négative globale des anions S^{2-} une partie des ions Fe doit être d'électrovalence +3, au lieu de +2. Cela est confirmé par des analyses chimiques précises.

Aspect des cristaux. Les cristaux sont rares. Ils sont généralement tabulaires, plus rarement colonnaires ou de forme pyramidale

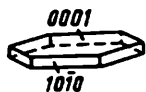


Fig. 100. Cristal tabulaire de pyrrhotine.

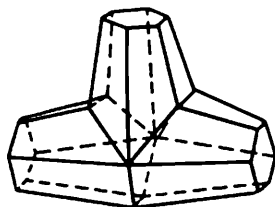


Fig. 101. Macle de pyrrhotine.

(fig. 100 et 101). On rencontre fréquemment les faces du pinacoïde $\{0001\}$, du prisme $\{10\bar{1}0\}$, des bipyramides $\{10\bar{1}1\}$, $\{20\bar{2}1\}$, etc. Les macles suivant $(10\bar{1}1)$ sont rares. Souvent en masses homogènes ou en inclusions de grains informes.

Couleur. Jaune bronze foncé à irisations brunes.

Trait gris-noir. **Eclat** métallique.

Dureté 4. Assez fragile. **Clivage** moyen suivant $\{10\bar{1}0\}$. En outre, on observe un plan de séparation suivant $\{0001\}$. **P. sp.** 4,58-4,70. **Autres propriétés.** Parfois magnétique. Les variétés riches en soufre sont ferromagnétiques. Bon conducteur de l'électricité.

Caractères distinctifs. Sa couleur et ses propriétés généralement magnétiques sont caractéristiques.

Examinée au chalumeau elle fond et donne une masse magnétique de couleur noire. Difficilement décomposable par HNO_3 et HCl , ce qui la distingue nettement de la troïlite (FeS).

Origine et gisements. La formation de la pyrrhotine à haute température est relativement rare. Sa genèse, de même que celle de la pyrite (FeS_2) ne dépend pas tant de la température que de la concentration des ions du soufre dans les solvants: si la concentration de S^{2-} est élevée, le fer précipite sous la forme du disulfure FeS_2 , dans le cas contraire, il y a formation du monosulfure FeS .

La pyrrhotine se rencontre presque exclusivement dans les gîtes endogènes de différents types génétiques.

1. Elle est assez répandue dans les roches ignées basiques, principalement dans les norites, parfois dans les gabbro-dolérites. C'est le minéral principal des amas de sulfures que l'on rencontre dans ces roches. Elle y est étroitement associée à la pentlandite et la chalcoppyrite (gîtes de sulfures de cuivre et de nickel).

2. Dans les gîtes pyrométasomatiques on la rencontre parfois en accumulations importantes, principalement à la limite des calcaires. Dans ce type de gisements elle forme des paragenèses avec la chalcoppyrite, la pyrite, la magnétite, la blende noire, l'arsénopyrite, parfois la cassitérite (SnO_2), la scheelite (CaWO_4), la calcite, le quartz, etc. Tous ces minéraux se forment au cours du stade ultime de la genèse du skarn. Parmi les gîtes pyrométasomatiques de l'U.R.S.S., citons *Bachmakovskoié* et *Bogoslovskoié* de la région des mines Tourinskié (Oural du Nord).

3. Dans une série de gîtes hydrothermaux on la trouve associée à la blende, la galène, la chalcoppyrite, la cassitérite, l'arsénopyrite, des chlorures ferreux, des carbonates, etc. Parmi ces minéraux, la pyrrhotine occupe le dernier rang dans la succession génétique. Dans les géodes les cristaux de pyrrhotine chevauchent habituellement ceux de blende, de quartz, de calcite et d'autres minéraux formés antérieurement.

4. Quelques rares découvertes d'une pyrrhotine d'aspect particulier, associée à la sidérite, ont été faites dans des formations sédimentaires (gisement de fer de Kertch) et dans des concrétions de phosphorite.

Elle est l'un des sulfures les plus facilement altérables dans la zone d'oxydation. Le sulfate ferreux apparaît tout d'abord et se transforme, en présence d'oxygène, en sulfate ferrique. Ce dernier donne, par hydrolyse, des hydroxydes insolubles (limonite) et de l'acide sulfurique libre passant en solution.

Importance pratique. Les gisements de minerais à pyrrhotine homogènes, ne contenant pas d'autres minéraux métallifères, présentent un intérêt industriel très limité. Ces minerais sont beaucoup moins employés que la pyrite pour la fabrication de l'acide sulfurique. Leur teneur en soufre ne dépasse pas habituellement 30-32 % alors que celle des pyrites atteint 45 à 50 %.

NICKÉLINE — NiAs. Synonyme: arsénure rouge de nickel.

Composition chimique. Ni 43,9 % ; As 56,1 %. Contient Fe (jusqu'à 2,7 %), S (jusqu'à 5 %), parfois Sb et Co. Les fortes variations de la composition de la nickéline sont souvent dues à la présence de minéraux étrangers que l'on distingue au microscope.

Systeme hexagonal; bipyramide bihexagonale, sym. L^6L^27PC . Gr. sp. $C6/mmc$ (D_{6h}). $a_0 = 3,616$; $c_0 = 5,020$. **Structure cristalline.** Les atomes d'arsenic forment un assemblage compact hexagonal dont toutes les cases octaédriques sont occupées par des atomes de nickel. Cette structure peut être obtenue par un

groupement de six prismes à bases triangulaires. Ainsi, chaque atome d'arsenic est entouré de six atomes de nickel formant un prisme à base triangulaire et chaque atome de nickel est entouré de six atomes d'arsenic formant un octaèdre (fig. 102). De plus, chaque atome d'arsenic a pour voisins immédiats deux atomes de nickel disposés verticalement dont il est très proche. Ceci explique

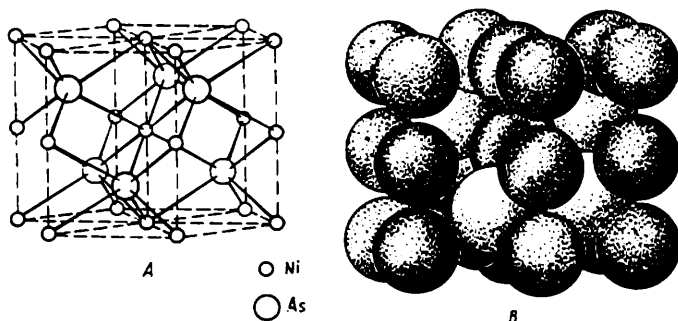


Fig. 102. Structure cristalline de la nickéline.

A — disposition des centres des atomes de nickel et d'arsenic. B — structure cristalline représentée par des sphères.

la particularité suivante des structures de ce type: la cohésion de l'édifice cristallin est assurée par des liaisons présentant d'une part le caractère ionique et d'autre part le caractère métallique, d'où non seulement des propriétés telles que le pouvoir de réflexion élevé, la conductibilité électrique, etc., mais aussi la variabilité de la composition des minéraux possédant une telle structure.

Aspect des cristaux. Les cristaux sont rares, n'ont pas de forme bien définie. On observe généralement les faces $\{10\bar{1}0\}$. Se rencontre souvent en masses compactes, parfois réniformes.

Couleur. Rouge de cuivre pâle. **Trait** noir brunâtre. **Eclat** métallique.

Dureté 5. **Fragile.** **Clivage** moyen suivant $\{10\bar{1}0\}$. **P.** sp. 7,6 à 7,8. Bon conducteur électrique.

Caractères distinctifs. Sa couleur rouge de cuivre pâle et son éclat métallique sont très caractéristiques.

Sur le charbon, fond au chalumeau en dégageant une forte odeur alliée et en donnant un globule métallique brillant et fragile. En tube fermé, on obtient au moyen d'un chauffage énergique sur les parois froides du tube la réaction de l'arsenic. La solution dans HNO_3 est d'une couleur vert pomme; par addition d'ammoniaque, cette solution vire au bleu clair. L'action de la diméthylglyoxime fournit un précipité rose épais.

Origine et gisements. Se rencontre le plus souvent dans les filons hydrothermaux, parfois en grande quantité, sous forme de mouche-

tures ou de masses homogènes. Elle forme souvent des paragenèses avec des diarséniures de nickel (chloanthite, rammelsbergite), parfois le bismuth et l'argent natifs, etc.

L'altération de la nickéline donne naissance à un minéral d'un vert vif: l'annabergite $\text{Ni}_3[\text{AsO}_4]_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$.

En Union Soviétique, les plus intéressantes découvertes de nickéline ont été faites dans le gisement aurifère *Bérikoulskoïé* (Sibérie occidentale). Là, on l'observe avec d'autres arséniures de nickel (rammelsbergite, gersdorffite, etc.) en masses homogènes informes et cavernueuses dans des veinules de carbonates.

Citons encore les filons hydrothermaux des *Monts Métallifères* (Saxe), formation dite « cobalto-nickélo-argentifère » à bismuth natif (du type Schneeberg), et le gisement bien connu de *Cobalt* dans la province d'Ontario (Canada), où la nickéline est associée aux sulfures et aux arséniures de nickel et de cobalt, à l'argent natif et à d'autres minéraux.

Importance pratique. Si les réserves sont suffisantes, les minerais à nickéline peuvent être l'objet d'une exploitation industrielle importante.

MILLÉRITE — NiS .

Composition chimique. Ni 64,7 %, S 35,3 %. Contient Fe (jusqu'à 1-2 %), Co (jusqu'à 0,5 %), Cu (jusqu'à 1 %).

Système rhomboédrique; scalénoèdre ditrigonal, sym. $L^3_63L^2_23PC$. Gr. sp. $R\bar{3}m(D^4_{3d})$ ou $R\bar{3}m(C^4_{3v})$. $a_0 = 9,60$; $c_0 = 3,15$. **Structure cristalline.** Diffère de celles de la pyrrhotine et de la forme artificielle de NiS (la nickéline à coordinence 6). La structure de la modification à coordinence 5 (intermédiaire entre la modification de haute température de NiS et la pentlandite) est très complexe. Nous ne nous arrêterons pas sur sa description.

Aspect des cristaux. Les cristaux sont généralement aciculaires, striés en long d'une façon grossière. **Etat d'agrégation.** Souvent en amas fibreux à texture radiée.

Couleur. Jaune laiton, parfois à irisations multicolores. **Trait.** Noir verdâtre. **Eclat.** Métallique vif.

Dureté 3-4. Fragile. Les cristaux fibreux sont légèrement élastiques. **Clivage.** Parfait suivant $\{10\bar{1}1\}$ et $\{01\bar{1}2\}$. **P. sp.** 5,2 à 5,6. **Autres propriétés.** Bon conducteur de l'électricité.

Caractères distinctifs. Les cristaux aciculaires et les masses fibreuses à texture radiée de couleur jaune laiton sont caractéristiques. Quand elle est en grains informes ou en masses, la millérite est très difficile à identifier et nécessite une détermination chimique de sa teneur en nickel ou en soufre.

Examinée au chalumeau sur du charbon elle fond avec formation d'un globule métallique bouillonnant et brillant. Dans la partie réductrice de la flamme, donne, après un long chauffage, une masse

de nickel dense et faiblement magnétique. Soluble avec précipitation du soufre dans HNO_3 et l'eau régale en colorant la solution en vert (ce qui est dû au nickel). Avec la diméthylglyoxime on observe la réaction caractéristique du nickel.

Origine et gisements. La millérite est relativement rare à l'état naturel. Elle est presque toujours d'origine typiquement *hydrothermale*.

On la rencontre éventuellement dans les gîtes de sulfures de cuivre et de nickel où elle constitue une formation hydrothermale tardive développée à partir de la pentlandite.

Dans les filons typiquement hydrothermaux elle est en association avec d'autres minéraux nickélifères et cobaltifères, principalement des sulfures et des arséniures. Elle est alors en amas fibreux de texture radiés et en paragenèse avec la linnéite, la gersdorffite, la galène, la fluorine, la calcite, le quartz, etc.

En U.R.S.S., les découvertes de millérite dans la région du gisement aurifère de *Bérézovo* dans l'Oural, où elle est en masses fibreuses radiées en gerbes rayonnantes dans des veinules de carbonates au sein de roches ultrabasiques modifiées par des actions hydrothermales, n'ont qu'un intérêt minéralogique.

Ailleurs, les gisements les plus connus sont ceux des *Monts Métallifères* (Saxe), en particulier *Freiberg*, *Schneeberg*, etc., où la millérite est associée à d'autres sulfures de nickel et de cobalt, ainsi qu'à la galène, la calcite, la fluorine, etc. On a rencontré des agrégats de millérite finement radiée dans le gisement houiller de Kladno (Tchécoslovaquie).

Importance pratique. Étant l'un des minéraux les plus riches en nickel, la millérite offre un indiscutable intérêt pour l'industrie des métaux non ferreux, même si elle se présente en rares inclusions dans une roche ou un minerai surtout si elle est associée à d'autres minéraux nickélifères ou cobaltifères.

PENTLANDITE — $(\text{Fe}, \text{Ni})_9\text{S}_8$. Synonyme: nicopyrite.

Composition chimique. Variable. Le rapport $\text{Fe}:\text{Ni}$ est généralement égal à 1. Le cobalt est toujours présent. Il se substitue isomorphiquement au nickel en des proportions variant entre 0,4 % et 2,5 % (parfois plus).

Système cubique; hexaoctaèdre, sym. $3L^44L_6^36L^29PC$. Gr. sp. $Fm\bar{3}m(O_h)$. $a_0 = 10,02$. Jusqu'à présent, n'a jamais été rencontré dans la nature en cristaux bien formés. Se trouve en grains informes et en inclusions dans les minerais à pyrrhotine des gisements magmatiques du « type Sudbury ». **Structure cristalline.** Les anions de soufre forment un assemblage compact cubique. Les cations de fer et de nickel occupent d'une part la moitié des cases tétraédriques (en rapport avec le nombre des anions de soufre), et d'autre part (conformément à la formule chimique), un huitième des cases octaédriques.

Couleur. Jaune bronze, un peu plus claire que celle de la pyrrhotine. **Trait** noir verdâtre. **Eclat** métallique.

Dureté 3-4. **Fragile.** **Clivage** parfait suivant l'octaèdre {111}. **P. sp.** 4,5 à 5. **Autres propriétés.** N'est pas magnétique. Bon conducteur de l'électricité.

Caractères distinctifs. Il est très difficile de reconnaître macroscopiquement la pentlandite, car on la trouve en très petites inclusions dans la masse de la pyrrhotine. Seuls les gros grains peuvent être déterminés par leur couleur légèrement plus claire que celle de la pyrrhotine et leur clivage facile.

Examinée au chalumeau elle fond en formant une petite sphérule magnétique noire. Soluble dans HNO_3 , la solution est de couleur vert. L'addition de NH_4OH fournit un précipité brun d'hydroxyde de fer. Avec la diméthylglyoxime la réaction caractéristique du nickel est très nette.

Origine et gisements. Se rencontre presque exclusivement associée en paragenèse à la pyrrhotine et la chalcopyrite, mais seulement dans les gisements de sulfures liés génétiquement aux roches ignées ultrabasiques (gabbro-norites, péridotites, etc.). La paragenèse de ces trois minéraux est à ce point caractéristique qu'il est généralement suffisant d'identifier dans les roches précédentes les minéraux les plus facilement reconnaissables: la pyrrhotine et la chalcopyrite, pour avoir la certitude que la pentlandite (dont l'importance industrielle est grande) apparaîtra à l'examen microscopique détaillé. On rencontre également en petites quantités la magnétite et les minéraux platinifères: spérrylite (PtAs_2), platine palladié, coopérite (PtS), braggite (Pt, Pd, Ni S), etc.

Dans la zone d'oxydation, les sulfures de nickel donnent naissance au sulfate de nickel très soluble dans l'eau, que l'on observe dans les cavités et sur les parois des galeries sous forme de stalactites et de croûtes vert pâle de $\text{NiSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ (morénosite) ou de $\text{NiSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ (retgersite).

Un énorme gisement de ces minerais se trouve à *Sudbury* au Canada (près du lac Ontario). Ils s'y présentent en amas et en filons situés à la partie inférieure d'un massif magmatique constitué de roches basiques (norites, gabbros, etc.), ainsi que dans les roches sous-jacentes du complexe métamorphique. Ces minerais contiennent: Ni 1-5 %, Cu 2-3 % et des métaux du groupe du platine.

Importance pratique. Les minerais à pentlandite sont la source principale du nickel. Près de 90 % de la production mondiale de nickel provient des minerais à sulfures de cuivre et de nickel (principalement de Sudbury). En plus du nickel, de ces minerais sont extraits le cobalt, le cuivre, les métaux du groupe du platine et, en petites quantités, le sélénium et le tellure.

Le nickel est utilisé pour la fabrication d'instruments spéciaux et d'ustensiles. Il entre dans la composition de nombreux alliages dont l'importance industrielle est grande (maillechort, acier au

nickel, alliages de nickel, de cuivre et de zinc pour les rhéostats, alliages monétaires, etc.). Il est également employé pour la préparation des composés nécessaires au nickelage, etc.

5. Groupe de la chalcopryrite

Dans ce groupe nous décrirons les sulfures complexes de Cu, Fe et Sn cristallisant dans le système quadratique, dont les principaux sont la chalcopryrite et la stannine. Leur structure cristalline rappelle celle de la blende, mais ils s'en distinguent notablement par leurs propriétés physiques. On les rencontre à l'état d'inclusions très fines dans la blende où ils constituent les produits de la dissociation d'une solution solide ce qui peut précisément être expliqué par l'analogie des structures cristallines, particulièrement visible à haute température. Inversement, la blende s'observe dans la stannine sous forme de produit de la dissociation de solutions solides.

Dans ce chapitre, nous décrirons aussi un sulfure de cuivre et de fer complexe, la bornite, rappelant par une série de propriétés la chalcopryrite avec laquelle elle peut former des mélanges isomorphes dans des proportions très larges. Nous examinerons également la cubanite.

CHALCOPYRITE — CuFeS_2 . Du grec « chalcos » — cuivre et « pyros » — feu. Synonyme: pyrite cuivreuse.

Composition chimique. Cu 34,57 %, Fe 30,54 %, S 34,9 %. Les analyses chimiques donnent généralement des résultats très proches de ces chiffres. Contient habituellement, en quantités insignifiantes, Ag, Au, etc.

Système quadratique; scalénoèdre quadratique, sym. $L_2^2 2L^2 2P$. Gr. sp. $I\bar{4}2d(D_{2d}^{12})$. $a_0 = 5,24$; $c_0 = 10,30$. $a : c = 1 : 1,9705$.

Structure cristalline. Réseau quadratique relativement simple (fig. 103) proche du réseau cubique. La maille élémentaire est d'une hauteur double de celle de la blende (comparer avec la fig. 94). De même que dans la blende, chaque ion de soufre est entouré de quatre ions métalliques situés aux sommets du tétraèdre, c'est-à-dire de deux ions de fer et de deux ions de cuivre, qui sont disposés dans un ordre bien déterminé dans chaque couche. Dans la première et la cinquième couche de cations (c'est-à-dire qui correspondent aux faces inférieure et supérieure du prisme quadratique, voir fig. 103, A), les ions Fe occupent les sommets des carrés et les ions Cu, leur centre. Inversement, dans la troisième couche (milieu du prisme), les ions Cu occupent les sommets et l'ion Fe, le centre. Dans la deuxième et la quatrième couches les deux ions Cu sont disposés en croix par rapport aux deux ions Fe, en outre, les cations Cu de la deuxième couche sont situés au-dessus des cations Fe de la quatrième et inversement. Tous les groupements en tétraèdres

ont la même orientation, ce qui explique l'hémiédrie des cristaux. A la différence de la blende, la chalcopryrite est opaque, ne montre pas de clivage parfait et présente un net éclat métallique.

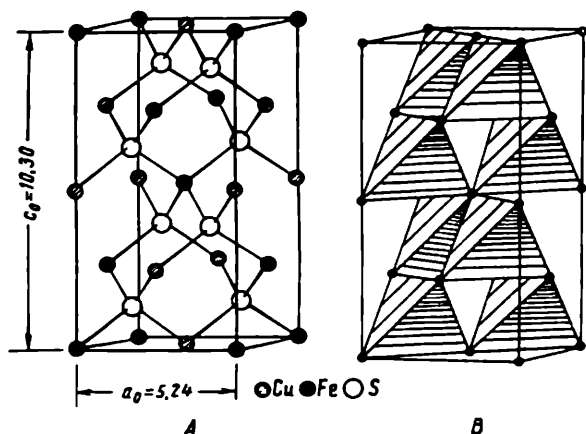


Fig. 103. Structure cristalline de la chalcopryrite.

A — arrangement des centres des atomes de cuivre, de fer et de soufre ; B — la même structure représentée à l'aide de tétraèdres.

Aspect des cristaux. Les cristaux sont rares et ne se rencontrent que dans les géodes. Les formes courantes sont de faciès octaédrique par association de $\{112\}$ et $\{\bar{1}\bar{1}2\}$ ¹ ou tétraédrique (fig. 104), plus

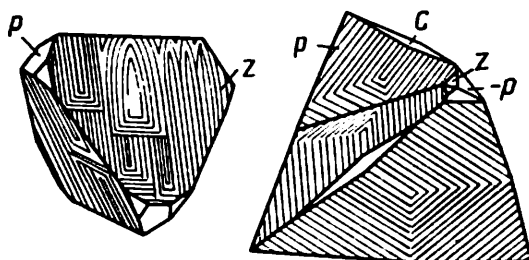


Fig. 104. Cristal tétraédrique et macle de chalcopryrite : p $\{112\}$, z $\{011\}$, c $\{001\}$.

rarement scalénoédrique, etc. Les faces du tétraèdre direct sont mates ou striées, celles du tétraèdre inverse sont lisses. Les macles suivant $\{112\}$ sont fréquentes ; les associations suivant $\{102\}$ et les formes régies par les autres lois d'associations sont plus rares. **Etat d'agrégation.** S'observe généralement en masses compactes et en

¹ Il s'agit ici du sphénoèdre $\{112\}$, très voisin du tétraèdre cubique, qui est très souvent associé au sphénoèdre inverse $\{\bar{1}\bar{1}2\}$. (N.d.T.)

inclusions de grains informes. On connaît également des formes colloïdales d'aspect réniformes ou botryoïdes.

Couleur. Jaune laiton, souvent jaune foncé ou à chatoiements multicolores.

Trait. Noir à nuance verdâtre. Opaque. Eclat métallique vif.

Dureté 3-4. Relativement fragile. **Clivage** difficile suivant {101}.

P. sp. 4,1 à 4,3.

Caractères distinctifs. Assez facilement reconnaissable par sa couleur caractéristique, mais surtout par sa dureté qui la distingue nettement de la pyrite. La cassure de cette dernière présente parfois un chatoiement évoquant la couleur de la chalcoppyrite. La millérite en grains informes rappelle parfois la chalcoppyrite, mais elle possède un éclat plus vif et est riche en nickel.

Examinée au chalumeau elle fond en crépitant et donne un globule possédant des propriétés magnétiques. Grillée sur le charbon, en présence de soude, laisse un bouton de cuivre métallique. En tube fermé donne un sublimé de soufre. Se décompose progressivement dans HNO_3 en donnant un dépôt de soufre.

Origine et gisements. Dans la nature, la chalcoppyrite peut se former dans différentes conditions.

On la rencontre souvent étroitement associée à la pyrrhotine, dans les gîtes *magmatiques* de sulfures de cuivre et de nickel situés dans des roches ignées basiques, en paragenèse avec la pentlandite, la magnétite, parfois la cubanite et d'autres minéraux.

Le plus souvent, on la trouve dans les filons *hydrothermaux* et *métasomatiques* (en particulier pyrométasomatiques). Elle est habituellement associée à la pyrite, la pyrrhotine, la blende, la galène, les sulfosels et à bien d'autres minéraux. Parmi les minéraux non métallifères, on trouve dans ces gisements le quartz, la calcite, la baryte, différents silicates, etc.

La chalcoppyrite ne se forme que très rarement dans les roches sédimentaires soumises aux processus *exogènes*. Elle n'apparaît que durant les fermentations qui s'accompagnent d'un dégagement d'hydrogène sulfuré, dû à la décomposition des débris organiques, et en présence d'eaux chargées de sels de cuivre. On a observé la substitution de la chalcoppyrite à des restes de bois et d'organismes (il en est de même de la chalcosine et de la marcassite).

Lors des processus d'altération superficielle, la chalcoppyrite se décompose et donne des sulfates de fer et de cuivre. Le sulfate de cuivre soluble, sous l'action combinée de CO_2 ou des carbonates, de l'oxygène et de l'eau, se transforme en malachite et en azurite et, en présence d'hydroxyde de SiO_2 , en chrysocolle; l'action simultanée des différents acides de la zone d'altération aboutit à la formation de divers sels: arsénates, phosphates, vanadates, parfois des chlorures, etc. Dans les régions au climat très sec, les différents sulfates de cuivre très solubles dans les eaux superficielles subsistent dans les zones d'oxydation.

Les pseudomorphoses en chalcopryrite, c'est-à-dire son remplacement par les sulfures de cuivre formés secondairement (bornite, chalcosine et covellite), sont très répandues dans la zone d'enrichissement secondaire des gisements cuprifères.

La chalcopryrite se rencontre en quantités variables dans la plupart des gîtes hydrothermaux de sulfures métalliques. Elle forme une fraction importante de certains minerais et acquiert alors une importance industrielle indépendante. En U.R.S.S., tous les types génétiques de gisements où la chalcopryrite constitue le principal minéral de cuivre sont représentés.

Parmi les gisements des autres pays nous citerons : *Bingham* dans l'Utah (U.S.A.), *Chukikamata* (Chili), les grès cuprifères du *Katanga* (Congo) et, au sud de cette région, ceux de la Rhodésie du Nord.

Importance pratique. Les minerais à chalcopryrite sont l'une des principales sources de cuivre. Sa teneur limite d'exploitabilité varie généralement entre 2 et 2,5 %.

Le cuivre fourni par les usines métallurgiques est utilisé à l'état pur ou à l'état d'alliages (laiton, bronze, tombac, etc.). Le cuivre est principalement employé dans l'industrie électrique. De grandes quantités sont aussi utilisées pour la fabrication de machines, les constructions navales, les appareillages chimiques, le bâtiment, etc.

STANNINE — $\text{Cu}_2\text{FeSnS}_4$. Synonyme : stannite.

Composition chimique. Cu 29,5 %, Fe 13,1 %, Sn 27,5 %, S 29,9 %. Teneurs établies par analyses : Sn 22,0-27,7 %, Cu 22,9-31,5 %, Fe 4,7-23,3 %. Contient, en outre, Zn 0,75-10,1 %, Sb jusqu'à 3 %, Cd jusqu'à 1,5 %, Pb jusqu'à 2 % et Ag jusqu'à 1 %.

Système quadratique ; scalénoèdre quadratique, sym. $L\bar{4}L^22P$. Gr. sp. $I\bar{4}2d(D_{2d}^{12})$. $a_0 = 5,46$; $c_0 = 10,725$. $a : c = 1 : 1,966$. Les cristaux sont rares, de petite taille et de faciès cubique ou tétraédrique. Par leur aspect extérieur, ils rappellent beaucoup les cristaux de chalcopryrite. Habituellement, on rencontre la stannine sous forme de grains informes ou de masses compactes. **Structure cristalline.** Très analogue à celle de la chalcopryrite (voir fig. 103). Les cations sont disposés comme suit : dans la première et la cinquième couches, les ions Sn sont situés aux sommets du carré et l'ion Fe, en son centre. Dans la couche médiane, la disposition est inverse : les ions Fe sont situés aux sommets et l'ion Sn, au centre. Les couches paires (la seconde et la quatrième) sont formées d'ions Cu. L'arrangement des ions dans la structure cristalline de la stannine et de la chalcopryrite est, comme on le voit, proche de celui de la blende.

Couleur. Gris clair à nuance vert olive caractéristique (en cassure). Si les inclusions microscopiques de chalcopryrite sont nombreuses, elle acquiert une nuance franchement jaunâtre. **Trait noir.** Opaque. **Eclat métallique** en cassure fraîche, mais ternit rapidement.

Dureté 3-4. Fragile. Clivage difficile suivant {110} et {001}, rarement observé. **P. sp.** 4,3-4,5.

Caractères distinctifs. Sa couleur à nuance vert olive caractéristique permet de la distinguer assez facilement à l'œil nu des cuivres gris qui lui ressemblent par de nombreux caractères (dureté, fragilité, etc.).

Examinée au chalumeau sur le charbon elle fond. Au cours de l'opération, la surface blanchit et l'on observe un enduit blanc de SnO_2 au voisinage immédiat de l'échantillon. La mise en évidence du cuivre, du fer et du soufre s'effectue par réaction chimique. Se décompose dans HNO_3 avec précipitation de soufre et de bioxyde d'étain; sa solution possède une couleur bleue.

Origine et gisements. C'est un minéral relativement rare. On le rencontre dans les gîtes stannifères *hydrothermaux*.

Dans les gîtes wolframo-stannifères on l'observe associé à la cassitérite (SnO_2), la chalcoppyrite, l'arsénopyrite, la wolframite et à d'autres minéraux.

Plus souvent, on rencontre la stannine dans des minerais à blende et galène ou à blende et pyrrhotine. Dans ces minerais, elle est étroitement associée à la blende, la chalcoppyrite et parfois à la pyrrhotine, la galène, etc. Fréquemment, elle se substitue à la cassitérite (SnO_2) et inversement.

Dans la zone d'oxydation, la stannine se décompose facilement en donnant finalement naissance à la limonite et à la cassitérite. Cependant, il est probable que la plus grande partie de l'étain passe en solution à l'état colloïdal au cours de cette décomposition, coagule et donne en définitive des formes terreuses, spongieuses ou colloïdales de cassitérite.

En U.R.S.S., la stannine se rencontre dans des gîtes stannifères, le plus souvent en paragenèse avec la chalcoppyrite, la cassitérite et la blende. Elle se présente en grains ne dépassant pas 1 cm.

On la trouve également dans le gisement de *Zinnwald* (Monts Métallifères, en Tchécoslovaquie), en quantités notables en Chine du Nord, à *Tsihan* (île de Tasmanie) et particulièrement dans de nombreux gisements de *Bolivie* (Ajota, Potosi, etc.).

Importance pratique. Le plus souvent, la stannine se rencontre en quantités insignifiantes, c'est pourquoi son importance industrielle est de beaucoup inférieure à celle de la cassitérite.

BORNITE — Cu_5FeS_4 . Synonyme: érubescite. A l'état naturel, forme des solutions solides de miscibilité partielle avec la chalcoppyrite qui se dissocient avec l'abaissement de la température. Le processus de dissociation a été étudié expérimentalement.

Composition chimique: variable. Théoriquement, suivant la formule chimique elle doit être: Cu 63,3 %; Fe 11,2 %, S 25,5 %. En réalité, elle est fort variable, car la bornite peut contenir de la

chalcoppyrite et de la chalcosine en solution solide. Les analyses chimiques révèlent souvent la présence d'Ag.

Système cubique; hexaoctaèdre, sym. $3L^4 4L^2 6L^2 9PC$. Gr. sp. $Fdm\bar{3}m(O_i)$. $a_0 = 10,93$. Les cristaux sont très rares. Se rencontre habituellement en masses compactes et en inclusions. **Structure cristalline**: cubique assez complexe. Les analyses aux rayons X montrent que le réseau de la bornite comporte deux sortes d'ions Cu occupant des positions différentes. Sa formule chimique est probablement la suivante: $2Cu_2S \cdot CuFeS_4 = (Cu_2CuFeS_4)$, c'est-à-dire que quatre ions Cu sont monovalents, quant au cinquième, il est bivalent, de même que l'ion Fe.

Couleur. Rouge foncé en cassure fraîche; se couvre généralement d'un enduit irrisé (de coloration panachée à dominante bleue). **Trait noir grisâtre**. Opaque. **Eclat submétallique**.

Dureté 3. Relativement fragile. Ne présente pratiquement aucun **clivage**. **P. sp.** 4,9-5,0. **Autres propriétés**: conductibilité électrique.

Caractères distinctifs. Aisément reconnaissable par sa couleur et son irisation panachée à dominante bleue, sa faible dureté. Les chatoiements bleu vif peuvent être confondus avec ceux de la covelline, il suffit de la rayer au couteau pour s'assurer de sa véritable couleur.

Examinée au chalumeau elle fond en donnant un globule magnétique. Grillée sur le charbon en présence de soude, fournit un bouton de cuivre métallique. Se décompose dans HNO_3 avec apparition de soufre venant surnager à la surface.

Origine et gisements. La bornite naturelle est d'origine soit endogène, soit exogène.

La bornite d'origine *endogène* se rencontre dans certains gîtes *hydrothermaux*. Elle contient souvent des inclusions microscopiques, généralement lamellaires, de chalcoppyrite résultant de la dissociation de la solution solide¹. En paragenèse, outre la chalcoppyrite, on observe la chalcosine d'origine endogène, la galène, la blende, la pyrite, etc.

La bornite d'origine *exogène* est largement répandue dans la *zone d'enrichissement supergène des gisements sulfurés* (zone de céméntation). En tant que sulfure de formation secondaire qui apparaît en premier, la bornite résulte d'un métasomatose et remplace principalement la chalcoppyrite. Elle se présente en filonnets de forme irrégulière, en franges ou en masses compactes. On l'observe dans de nombreux gîtes de sulfures de cuivre, mais rarement en quantités importantes. Elle est moins stable que les autres sulfures de cuivre secondaires tels que la chalcosine et la covelline qui, plus riches en cuivre, se substituent à elle. Sa décomposition dans la zone d'oxy-

¹ Solution solide que la chalcoppyrite formait avec la bornite à haute température comme l'indique l'auteur dans le premier paragraphe relatif à la bornite. (*N.d.T.*).

dation donne naissance à des composés oxygénés : malachite, azurite, plus rarement cuprite, etc.

En U.R.S.S., on trouve la bornite endogène dans le gisement *Ouspenskoïé* où elle est accompagnée de chalcoppyrite.

La bornite exogène se rencontre dans la zone de cimentation de presque tous les gîtes de sulfures de cuivre, et en particulier dans les conditions d'altération des climats tempérés.

Importance pratique. Notablement plus riche en cuivre que la chalcoppyrite, la bornite offre un intérêt industriel indiscutable même si elle se présente dans les gisements en mouchetures, à condition que les réserves de ceux-ci soient suffisantes.

CUBANITE — CuFe_2S_3 . Synonyme : chalmersite. Système orthorhombique. Composition chimique : Cu 22-24 %, Fe 40-42 %, S 34-35 %. Couleur très proche de celle de la pyrrhotine : jaune bronze. Eclat métallique. Dureté 3,5. Absence de clivage. P. sp. : 4,03-4,18. Fortement magnétique.

Étroitement associé en paragenèse à la chalcoppyrite. S'observe souvent en inclusions lamellaires microscopiques dans cette dernière. Constitue alors un produit de dissociation de solutions solides. A été découverte dans les filons de quartz aurifère de *Morro-Velo*, (Minas-Geraes, Brésil).

6. Groupe de la covelline

Ce groupe comprend les composés dont la formule chimique brute est simple, mais dont la structure est complexe : les éléments simples formant l'édifice cristallin donnent deux sortes d'ions (ceci s'appliquant tant aux anions qu'aux cations). De ce fait, la formule chimique est en réalité plus complexe. Nous n'examinerons qu'un seul minéral : la covelline.

COVELLINE — CuS ou $\text{Cu}_2^+ \text{S} \cdot \text{Cu}^{++}\text{S}_2$. Doit son nom au minéralogiste italien Covelli.

Composition chimique. Cu 66,5 %, S 33,5 %. L'analyse chimique montre la présence de Fe, plus rarement de Se, Ag et Pb.

Système hexagonal; bipyramide bihexagonale, sym. L^66L^27PC . Gr. sp. $C6/mmc$ (D_{6h}^2). $a_0 = 3,80$; $c_0 = 16,32$. Les cristaux sont extrêmement rares et se présentent en petites tablettes minces. **Structure cristalline.** La covelline possède un réseau hexagonal très particulier (fig. 105) se disposant en couches. L'étude par la diffraction des rayons X montre que cette structure est beaucoup plus complexe que ne le laissait prévoir l'ancienne formule chimique CuS . En particulier, on remarque la présence de deux sortes d'ions de soufre : des ions solitaires S^{2-} et des ions appariés complexes $[\text{S}_2]^{2-}$. Ces derniers, constitués par deux ions liés de manière rigide, rappellent ceux du réseau de la pyrite et sont situés à la même dis-

tance S — S, égale à 2,05 Å (voir fig. 115). Les ions Cu sont aussi de deux sortes : Cu^+ et Cu^{2+} plus petits. Chaque ion Cu^{2+} bivalent est entouré de trois ions solitaires S^{2-} formant un triangle équilatéral. Ces triangles assemblés par leurs sommets constituent des feuillets (représentés en noir sur la figure 105) perpendiculaires à l'axe sénnaire. Entre de tels feuillets on trouve deux couches de tétraèdres comportant des ions Cu^+ monovalents en leurs centres. De plus, les bases en regard de ces tétraèdres sont réunies par les ions appariés $[\text{S}_2]^{-2}$ disposés verticalement (en haut, au milieu et en bas de la figure 105, ils ont la forme de prismes courts à base triangulaire), quant aux sommets des tétraèdres opposés aux bases, ils sont occupés par des ions S^{2-} solitaires communs à la fois au feuillet à mailles triangulaires et aux sommets des tétraèdres de la couche suivante. Ainsi, les caractères structuraux des deux modifications du carbone (diamant et graphite) se trouvent réunis dans la covelline. Si l'on examine la composition ionique, il apparaît que la formule de la covelline est : $\text{Cu}_2\text{S} \cdot \text{Cu}^+\text{S}_2$. Ces particularités structurales concordent parfaitement avec la forme, le clivage, les propriétés optiques particulières, la sublimation d'une partie du soufre lors du chauffage, etc.

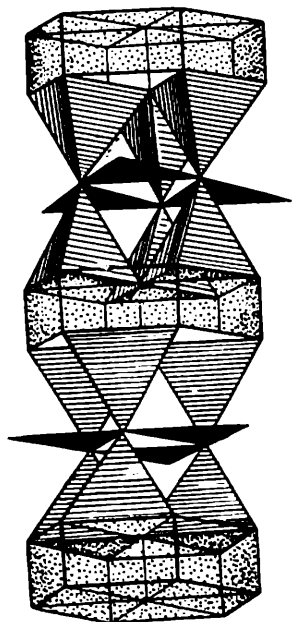


Fig. 105. Structure cristalline de la covelline. D'après N. Bédov.

Etat d'agrégation. Habituellement, la covelline se rencontre sous la forme d'enduits de couleur bleu vif et de masses pulvérulentes d'un bleu noirâtre ou noir de suie.

Couleur. Bleu indigo. **Trait** gris à noir. Opaque. En lamelles très fines laisse filtrer une lumière verte. **Eclat** métallique.

Dureté 1,5 à 2. Fragile. Les fines lamelles sont légèrement élastiques. **Clivage** parfait suivant $\{0001\}$. P. sp. 4,59-4,67.

Caractères distinctifs. Aisément reconnaissable par sa couleur bleu vif, sa faible dureté et les associations qu'elle forme avec les sulfures de cuivre.

Examinée au chalumeau elle fond facilement en brûlant d'une flamme bleue accompagnée d'un dégagement de SO_2 . A la différence de la chalcosine, donne un sublimé de soufre en tube fermé. Dans HNO_3 se décompose avec apparition de soufre.

Origine et gisements. La covelline est l'un des minéraux d'origine exogène caractéristique de la zone de cimentation des gîtes cuprifères, où elle se rencontre habituellement en faibles quantités.

En général, elle se forme métasomatiquement et remplace les sulfures de cuivre primaires et secondaires: chalcoppyrite, bornite, chalcosine, etc. Mais on a rencontré aussi des masses terreuses et colloïdales de covelline déposées de manière indépendante dans les fissures.

La covelline d'origine *hydrothermale*, en paragenèse avec la pyrite, est très rare. On la rencontre à Butte dans le Montana (U.S.A.) et en d'autres endroits.

Dans les laves du Vésuve, elle résulte de l'activité fumerollienne. C'est là qu'elle fut décrite pour la première fois.

La covelline ne forme aucun gisement par elle-même. En quantités infimes ou faibles on la rencontre pratiquement dans tous les gîtes de sulfures de cuivre (dans la zone de cémentation). En masses importantes on l'a rencontrée dans l'île de *Kavaou* (près de la Nouvelle-Zélande).

Importance pratique. Les minerais à covelline et chalcosine sont des minerais de cuivre riches. A teneurs en minéraux égales, ils contiennent deux fois plus de cuivre que les minerais à chalcoppyrite.

7. Groupe de l'orpiment

Dans ce groupe nous examinerons le sulfure d'arsenic trivalent (orpiment) ainsi que le réalgar, qui possède avec l'orpiment une série de propriétés communes.

ORPIMENT — As_2S_3 . Le nom de ce minéral vient du latin « aurum » — or et « pigmentum » — qui colore. On supposait qu'il contenait de l'or.

Composition chimique. As 61 %, S 39 %. Habituellement, ne contient que des impuretés mécaniques: Sb_2S_3 , FeS_2 (marcassite), SiO_2 , des matières argileuses, etc. Cependant, peut donner avec Se, Sb, V (jusqu'à 0,02 %), Ge (jusqu'à $4 \cdot 10^{-5}$ %) des mélanges isomorphes.

Système monoclinique; prisme à base rhombe, sym. L_2PC . Gr. sp. $P2_1/n(C_{2h})$. $a_0 = 11,46$; $b_0 = 9,59$; $c_0 = 4,24$; $\beta = 90^\circ 27'$. Les études par la diffraction des rayons X ont montré que certains échantillons d'orpiment contiennent des quantités notables de soufre natif sous forme d'impuretés mécaniques (d'après V. Mikhéev). **Structure cristalline:** en lamelles. Les plans lamellaires constitués d' As_2S_3 sont faiblement liés entre eux par des forces de Van der Waals, ce qui explique le clivage parfait suivant $\{010\}$, la faible dureté, l'anisotropie optique élevée, etc. **Aspect des cristaux.** Les cristaux d'orpiment sont généralement de faciès prismatique (fig. 106), à faces généralement courbes. Formes courantes: pinacoides $\{100\}$ et $\{010\}$, prismes $\{110\}$, $\{301\}$, $\{210\}$, etc. **Etat d'aggrégation.** On rencontre souvent des amas en baguettes ou pennés de

même que des masses botryoïdes, réniformes ou globulaires à texture radiée (fig. 107).

Couleur. Jaune citron, parfois à reflet brunâtre; les masses cryptocristallines contenant FeS_2 finement dispersé sont de couleur jaune sale tendant vers le vert. **Trait.** Même couleur mais plus vive. Translucide; transparent en fines lamelles. **Eclat.** Variable, d'adamantin à submétallique, suivant la direction, ce qui concorde pleinement avec les indices de réfraction: $N_g = 3,0$; $N_m = 2,8$; $N_p = 2,4$.

Dureté 1-2. Les lamelles fines sont plastiques mais non pas élastiques. Clivage parfait suivant $\{010\}$, difficile suivant $\{100\}$.

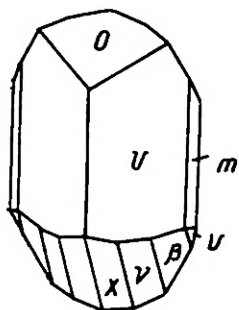


Fig. 106. Cristal d'orpiment: o $\{301\}$, U $\{210\}$, m $\{110\}$, x $\{311\}$, y $\{321\}$, z $\{12.9.4\}$, v $\{331\}$.

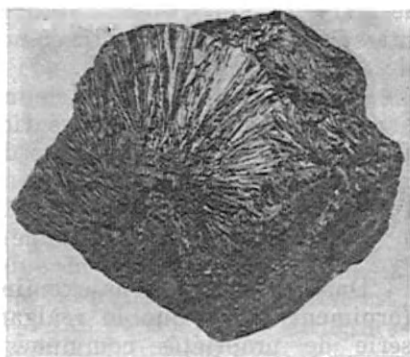


Fig. 107. Agrégat de cristaux d'orpiment à texture rayonnante. Réduit de 2,5 fois.

P. sp. 3,4-3,5. Autres propriétés. N'est pas bon conducteur électrique. S'électrise lorsqu'on sépare les lamelles suivant les plans de clivage.

Caractères distinctifs. Aisément reconnaissable à sa teinte jaune citron, sa faible dureté, son clivage parfait et l'éclat adamantin ou submétallique de sa cassure. Les masses pulvérulentes peuvent être confondues avec le soufre natif qui a même aspect, ainsi qu'avec quelques phosphates et vanadates d'uranium (autunite, tyuyamunite, etc.), dont il se distingue par son comportement au chalumeau, ses propriétés optiques et l'absence de radioactivité. Examiné au chalumeau sur le charbon, fond très facilement en bouillonnant et se volatilise en laissant un enduit blanc d' As_2O_3 et en dégageant la forte odeur alliée due à l'arsenic. Soluble dans HNO_3 et dans l'eau régale avec apparition de soufre venant surnager à la surface. Facilement soluble dans KOH sans précipité.

Origine et gisements. Se rencontre dans les gîtes hydrothermaux en association avec les minéraux qui se forment à des

températures relativement basses: réalgar, antimonite, marcassite, pyrite ainsi que quartz, calcite, gypse, etc. Dans la source thermale bien connue de Stimbot, dans le Nevada (U.S.A.), il est déposé par les eaux chaudes en même temps que le réalgar, l'opale, l'aragonite, etc.

On l'observe en très petites quantités en compagnie de soufre natif, de chlorures et d'autres minéraux sur les parois des cratères volcaniques et dans les cavités des laves poreuses, où il constitue un produit de sublimation.

En tant que minéral d'origine *exogène* on ne le trouve que rarement et sous forme d'enduits ou de formations terreuses dans les gisements de houille et d'hématite brune dans lesquels il n'apparaît qu'en quantités minimes. Il résulte probablement dans ce cas-là de l'action de l'hydrogène sulfuré, produit par la décomposition d'organismes, sur des solutions arséniées.

En U.R.S.S., l'orpiment accompagné de réalgar, se rencontre en grandes quantités et constitue un minerai d'arsenic. Les minerais du gisement de *Loukhov* se distinguent par leur remarquable coloration. Ils se présentent en masses cristallines formées d'orpiment jaune vif, de réalgar rouge, de quartz et de calcite blanc laiteux. Dans les géodes on trouve de beaux cristaux longs de 0,5 à 5 cm. On a également observé de grandes masses réniformes d'orpiment pur montrant, en cassure, une texture radiée (voir fig. 107).

Les minerais à orpiment du gisement de *Djoulfa* (au nord de la ville de Djoulfa, R.S.S.A. de Nakhitchévan, R.S.S. d'Azerbaïdjan) d'âge relativement récent, ont un tout autre aspect. Ce gisement se trouve dans des marnes et des roches argileuses plissées, d'âge tertiaire. Là, l'orpiment se présente en masses cryptocristallines (métacolloïdales), à éclat cireux en cassure et de couleur jaune verdâtre (ce qui est dû à la présence de disulfures de fer finement dispersés). Lors de l'exploitation du gisement, on observe un abondant dégagement gazeux: CO_2 , H_3As et H_2S . Au voisinage du gisement, des venues d'eaux minérales sont observées jusqu'à présent; elles renferment les principes suivants: $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, Na_2SO_4 , CaHAsO_4 , Br, Li, etc.

Citons de même le gisement d'*Alakhar* (en Macédoine), où l'on a rencontré de gros cristaux d'orpiment et ceux des U.S.A. à *Mercur*e dans l'Utah.

Importance pratique. Si les réserves sont importantes, l'orpiment constitue une matière première de la fabrication de l'oxyde arsénieux. Il est également utilisé dans l'industrie des peintures et dans d'autres domaines.

RÉALGAR—AsS. Composition chimique. As 70,1 %; S 29,9 %. Les résultats des analyses chimiques sont presque conformes à la composition théorique. On n'observe aucun mélange isomorphe avec d'autres éléments.

Système monoclinique; prisme à base rhombe, sym. L^2PC . Gr. sp. $P2_1/n(C_{2h}^2)$. $a_0 = 9,27$; $b_0 = 13,50$; $c_0 = 6,56$; $\beta = 106^\circ 33'$. **Structure cristalline** assez complexe. L'édifice cristallin est constitué de molécules indépendantes As_4S_4 . Les ions de soufre forment un carré, ceux d'arsenic, un tétraèdre. Les centres du carré et du tétraèdre sont communs. **Aspect des cristaux**. Les cristaux sont généralement de faciès prismatique (fig. 108). Ils sont soit courts,

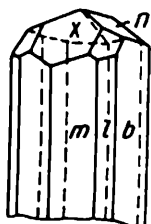
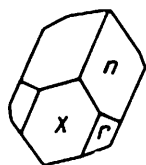


Fig. 108. Cristal de réalgar: m $\{110\}$, l $\{120\}$, b $\{010\}$, n $\{011\}$, x $\{101\}$, r $\{111\}$.

soit allongés suivant l'axe vertical. On observe sur les faces des stries parallèles à cet axe. Les combinaisons de formes courantes sont les pinacoïdes $\{001\}$, $\{010\}$ et les prismes à base rhombe $\{110\}$, $\{120\}$, $\{011\}$, etc. **Etat d'agrégation**. Se rencontre sous forme de masses cristallines compactes, parfois d'enduits, de croûtes ou d'amas terreux meubles.

Couleur. Rouge orangé, rarement rouge foncé. Semi-transparent. **Trait** orangé clair. **Eclat**. Les faces des cristaux sont à éclat adamantin. En cassure l'éclat est résineux ou gras. Indices de réfraction en lumière de Li : $N_g = 2,61$; $N_m = 2,59$ et $N_p = 2,46$.

Dureté 1,5-2. Clivage assez bon suivant $\{010\}$ et $\{120\}$. **P. sp.** 3,4 à 3,6. **Autres propriétés**. L'action prolongée de la lumière le transforme en poudre de couleur orangé clair. Sous l'effet de la lumière électrique, les cristaux se fendillent et se transforment de même en poudre.

Les études par la diffraction des rayons X ont montré que ce phénomène s'accompagne de la désintégration de la structure cristalline. N'est pas conducteur de l'électricité.

Caractères distinctifs. Le réalgar est caractérisé par sa couleur rouge orangé et des stries courant sur les faces des cristaux parallèles à l'axe longitudinal. Sa paragenèse avec l'orpiment aisément reconnaissable par son aspect extérieur, est également typique. Diffère de la crocoïte ($PbCrO_4$) qui lui ressemble, par sa dureté plus faible, l'aspect de ses cristaux et son comportement au chalumeau (le grillage de la crocoïte sur le charbon en présence de soude donne une perle de plomb métallique). Le cinabre se distingue du réalgar par sa rayure rouge vif, son poids spécifique élevé et son comportement au chalumeau. Examiné au chalumeau fond facilement et se volatilise en dégageant l'odeur alliée caractéristique de l'arsenic. Soluble dans l'eau régale avec apparition de soufre. A la différence du cinabre, soluble à chaud dans KOH. L'addition de HCl à cette solution provoque une précipitation flocculeuse jaune citron.

Origine et gisements. A l'état naturel, se rencontre dans les mêmes conditions que l'orpiment avec lequel il est toujours en paragenèses (voir orpiment). Ne s'observe jamais en surface, car il se

décompose à la lumière se transformant partiellement en orpiment.

En U.R.S.S., des cristaux de dimensions exceptionnelles (jusqu'à 1-2 cm, fig. 108) et de beaux agrégats drusques ont été observés dans le gisement de *Loukhoun* (Chaîne Ratchinski, versant méridional du Caucase, Géorgie Occidentale). Là, il est associé à l'orpiment, rarement à l'antimonite (stibine), la pyrite, la marcassite, la melnikovite, au quartz et à la calcite, etc.

Accompagne l'orpiment dans presque tous les gisements de ce dernier.

Importance pratique. C'est un minéral peu répandu. Très rarement, forme avec l'orpiment des gisements exploités exclusivement pour l'arsenic (Loukhoun). Dans ce cas, il présente un intérêt pratique comme matière première de As_2O_3 (obtenu par grillage). Le sulfure d'arsenic AsS naturel ou artificiel est utilisé dans la fabrication des peintures, en pyrotechnie, l'industrie du verre et dans d'autres domaines.

8. Groupe de la stibine

Les sulfures d'antimoine et de bismuth trivalents du présent groupe (stibine et bismuthine) diffèrent de l'orpiment par leurs caractères physiques: opacité, éclat métallique, etc. Cela est probablement dû à la forte polarisation des cations Sb^{3+} et Bi^{3+} .

STIBINE — Sb_2S_3 . Du grec « stibi » — antimoine. Synonyme: antimonite.

Composition chimique. Sb 71,4 %, S 28,6 %. Contient parfois As , Ag et Au (probablement sous forme d'inclusions de composés de ces deux derniers éléments). Des inclusions d'or natif ont été souvent observées au microscope en surface polie.

Système orthorhombique; bipyramide orthorhombique, sym. $3L^23PC$. Gr. sp. $Pbnm$ (D_{2h}^{16}). $a_0 = 11,20$; $b_0 = 11,28$; $c_0 = 3,83$. **Structure cristalline.** Chaînes — $Sb - S - Sb - S$ — en zigzag d'atomes Sb et S fortement liés qui sont groupées en bandes allongées suivant l'axe c . Les liaisons entre les atomes à l'intérieur des bandes sont plus solides que celles qui assurent la cohésion des bandes entre elles. Une telle structure conditionne non seulement la forme des cristaux, mais aussi des propriétés telles que le clivage, la dureté, la fragilité, etc.

Aspect des cristaux. Striés en long, ils se présentent habituellement en prismes (fig. 109), en baguettes ou en aiguilles. Il est fréquent d'observer des cristaux aux faces courbes ou même tordues, surtout si ceux-ci sont de grandes dimensions. Parmi les nombreuses formes observées on rencontre couramment les faces du prisme {110}, du pinacoïde {010}, des pyramides {111}, {113}, {121}, etc. (fig. 110). **Etat d'agrégation.** La stibine se rencontre également en masses granulaires homogènes, parfois à texture radiée, plus

rarement en enchevêtrement des masses fibreuses, et en inclusions dispersées dans les accumulations de quartz.

Couleur et trait. Gris de plomb. Les cristaux présentent parfois un chatoyement bleu sombre. Opaque. Eclat métallique, vif sur les plans de clivage.

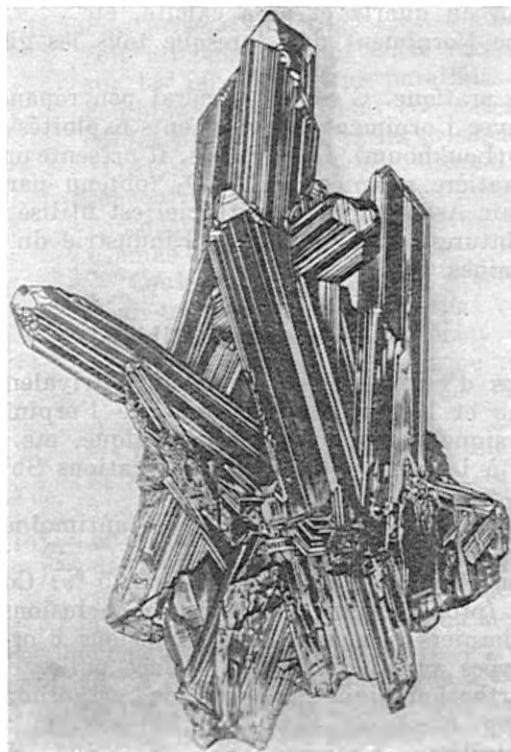


Fig. 109. Cristaux en prismes de stibine provenant d'une géode.

Dureté 2-2,5. Fragile. **Clivage** parfait suivant $\{010\}$, difficile suivant $\{110\}$. **P. sp.** 4,6. **Autres propriétés.** Ne conduit pas l'électricité.

Caractères distinctifs. Les agrégats cristallins ressemblent par leur couleur, leurs propriétés mécaniques, à de nombreux sulfoantimoniures (boulangérite, jamesonite, etc.) et particulièrement à la bismuthine. Ses caractères distinctifs sont le clivage parfait suivant l'allongement des cristaux en forme de prismes longs et l'apparition de stries transversales dans les plans d'accolement des macles. En masses finement grenues et cryptocristallines ainsi qu'en inclusions, on peut parfaitement la distinguer de tous les

minéraux qui lui ressemblent, par sa réaction avec KOH. Une goutte de potasse déposée sur la stibine, la décompose activement en virant au jaune, puis à l'orangé: après essuyage, il reste une tache rouge. Examinée au chalumeau sur le charbon, fond facilement en dégageant SO_2 et en laissant un enduit blanc de Sb_2O_3 . Ce dernier se volatilise dans une flamme réductrice en la colorant en vert. Soluble dans HNO_3 avec apparition de Sb_2O_5 .

Origine et gisements. La stibine se rencontre principalement dans les gîtes *hydrothermaux* où elle se forme à basse température et constitue avec le quartz des filons et des filons-couches. Elle est souvent associée au cinabre, à la fluorine, au quartz, à la calcite, la kaolinite, la baryte et d'autres minéraux. On la trouve presque toujours en qualité de minéral accessoire dans les gîtes de cinabre, de réalgar, d'orpiment et, plus rarement, dans les gisements de plomb, de zinc et d'autres métaux.

En quantités infimes, on l'observe dans les produits de sublimation lors des éruptions volcaniques.

Elle se décompose assez facilement dans les zones d'oxydation en donnant différents oxydes d'antimoine de couleur jaune, parfois brune (valentinite, cervantite, sénarmonite, kermézite, etc.).

En U.R.S.S., les gisements les plus connus sont: *Rasdolninskoië* (région de Krasnoïarsk) où les filons de quartz à stibine sillonnent les schistes précambriens; *Kadamdjaiskoië* (à 35 km au sud-ouest de la ville de Ferghana) où le gisement se présente en couche dans des « brèches siliceuses » et où la stibine est associée au quartz et à la calcite ainsi qu'à la pyrite, la marcassite, la fluorine et à la baryte en quantités plus faibles.

Ailleurs, le gisement le plus connu est celui d'*Ichinokava* dans l'île de Shikoku (Japon) où l'on rencontre des cristaux (fig. 109) de dimensions extraordinaires: longs de 0,5 m et épais de 5 cm. D'immenses gisements où la stibine se trouve dans des filons de quartz ou en amas, dans des calcaires, sont bien connus en Chine (Province de Yun-Nan). Ils assurent la plus grande partie de la production mondiale.

Importance pratique. Les minerais à stibine sont la principale source d'antimoine dont les applications sont variées. Il entre dans la composition des alliages antifriction (babbit des paliers). Allié au plomb et au zinc, il est employé pour la fabrication des caractères d'imprimerie, du plomb de chasse dur, de certaines pièces de pompe, de robinets, etc. Les composés de l'antimoine sont utilisés dans l'industrie du caoutchouc (vulcanisation), l'industrie textile (traitement des tissus), en verrerie, en médecine et dans d'autres domaines.

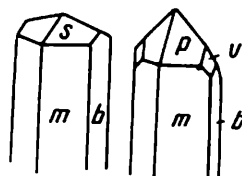


Fig. 110. Cristaux de stibine: m {110}, b {010}, s {111}, p {331}, v {121}.

BISMUTHINE — Bi_2S_3 . Synonymes: bismuthinite, bismuth sulfuré.

Composition chimique. Bi 81,3 %, S 18,7 %. Contient souvent de petites quantités de Pb, Cu, Fe, As, Sb, Te, etc. Pb et Te peuvent se substituer isomorphiquement au bismuth.

Système orthorhombique; bipyramide orthorhombique, sym. $3L^23PC$. Gr. sp. $Pbnm(D_{2h}^{14})$. $a_0 = 11,13$; $b_0 = 11,27$; $c_0 = 3,97$. **Structure cristalline** analogue à celle de la stibine. **Aspect des cristaux.** De même que la stibine, se rencontre en cristaux de forme

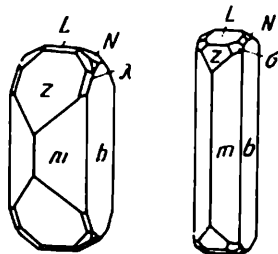


Fig. 111. Cristaux de bismuthine: m {110}, b {010}, z {301}, L {101}, N {201}, δ {211}, etc.

allongée (fig. 111) en baguettes avec le plus souvent des faces de prismes {110}, {120}, {130} et de pinacoïdes {100}, {010}, {001}. Fréquemment les faces portent de fines stries verticales. **Etat d'agrégation.** Généralement, en masses granulaires compactes, parfois en amas de texture radiée.

Couleur. Blanche à reflet gris de plomb. On observe souvent un chatoiment jaune ou panaché. Opaque. **Trait** gris. **Éclat** métallique vif.

Dureté 2 à 2,5. **Clivage** parfait suivant {010} et difficile suivant {100} et {001}.

P. sp. 6,4 à 6,8, mais peut parfois atteindre 7,1. **Autres propriétés.** Ne conduit pas l'électricité.

Caractères distinctifs. Diffère de la stibine qui lui ressemble par son éclat plus vif, son poids spécifique plus élevé et sa réaction sur KOH (voir la stibine). En agrégats, elle ressemble également à beaucoup de sulfoantimonites et de sulfobismuthites complexes dont il est parfois difficile de la distinguer sans analyse chimique.

Examinée au chalumeau sur le charbon fond facilement et bout avec des projections. Dans une flamme réductrice, donne un résidu de bismuth et un enduit jaune citron d'oxyde de bismuth. La réaction caractéristique du bismuth est obtenue par grillage avec l'iodure de potassium: une frange de sublimé rouge vif apparaît autour de l'échantillon. Aisément soluble dans HNO_3 avec apparition de soufre venant surnager à la surface.

Origine et gisements. La bismuthine se rencontre exclusivement dans les gîtes *hydrothermaux* (filoniens et pyrométasomatiques) mais dans des conditions quelque peu différentes de celles dans lesquelles on observe la stibine. Elle constitue un minéral accessoire des gîtes stannifères, wolframifères, arsénifères, où elle est souvent associée au bismuth natif, à l'arsénopyrite, la chalcopryrite, parfois à l'or natif, au topaze, au béryl, à la pyrite, la galène et à d'autres sulfures. Les gisements dont elle est le minéral essentiel sont très rares.

Elle se décompose facilement dans la zone d'oxydation en donnant des carbonates basiques. Ces derniers en constituent des pseudomorphoses par substitution de la bismuthine.

En U.R.S.S., les gisements les plus intéressants sont ceux d'Asie centrale où la bismuthine se rencontre avec le bismuth natif dans de nombreux filons de quartz qui sillonnent des calcaires. Là, elle est associée à la pyrite, l'arsénopyrite, la chalcoppyrite, etc. En Transbaïkalie, dans de nombreux gisements, la bismuthine accompagne des minéraux tels que la cassitérite, la chalcoppyrite, l'arsénopyrite, etc., et forme, par endroits, des masses granulaires homogènes.

Les gisements les plus importants du monde sont ceux de Bolivie (*Tasna*, *Chorolc*, etc.) et du Pérou (*Cerro-de-Pasco*). Ces gisements sont liés génétiquement à des roches ignées récentes.

Importance pratique. Les minerais à bismuthine sont la principale source de bismuth. Ce dernier est utilisé pour la fabrication d'alliages fusibles, de verres fortement birefringents, de réactifs chimiques, en médecine et dans d'autres domaines.

Nous décrirons également ici la tétradymite quoiqu'elle fait partie d'un autre groupe.

TETRADYMITÉ — $\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$. Du grec « tétradymos » — divisible par quatre (les cristaux sont souvent associés en quadriplets). Synonyme: tellurure de bismuth.

Composition chimique. Bi 59,3 %, Te 36,2 %, S 4,5 %. Peut contenir des quantités infimes de Se, Au, Cu, Pb. Seule la teneur en sélénium atteint parfois 1 %. L'or forme parfois des paragenèses avec la tétradymite qui le contient sous forme d'inclusions.

Système rhomboédrique ; scalénoèdre bitrigonal, sym. $L_3^3L_23PC$. Gr. sp. $R\bar{3}m(D_{3d}^5)$. Se rencontre souvent en masses foliacées ou lamellaires. Les cristaux tabulaires ou rhomboédriques sont habituellement des quadriplets avec les plans d'accolement suivant $\{01\bar{1}8\}$ et $\{01\bar{1}5\}$. **Structure cristalline** en lamelles.

Couleur. Gris d'acier. **Eclat** métallique vif.

Dureté 1,5 à 2,0. Les lamelles fines sont plastiques. **Clivage** parfait suivant $\{0001\}$. **P. sp.** 7,24 à 7,54. **Autres propriétés.** Possède une faible conductibilité électrique. **Thermoélectrique.**

Caractères distinctifs. Ressemble à la molybdénite par de nombreux caractères extérieurs, mais s'en distingue par un éclat plus vif, son poids spécifique élevé, son comportement au chalumeau et dans les acides.

A la différence de la molybdénite, examinée au chalumeau sur le charbon fond aisément ; en présence de S et K donne un enduit orangé vif (présence de Bi). Soluble dans H_2SO_4 concentré. Au

chauffage, la solution devient pourpre, ce qui est caractéristique de Te. Très soluble dans HNO_3 .

Origine. La tétradymite est le minéral le plus répandu de tous les tellurures. Se rencontre généralement en qualité de minéral secondaire dans les gîtes aurifères hydrothermaux. On l'observe en paragenèse avec différents sulfures: pyrrhotine, chalcoppyrite, pyrite, tétraédrite, bismuthine, ainsi qu'avec l'or, etc.

Dans la zone d'oxydation elle se décompose facilement et donne des ocres bismuthifères.

En U.R.S.S., on la trouve dans le gisement *Frolovskoïé* de la région des mines Tourinskié (Oural du Nord), le gisement aurifère *Chilovo-Isetskoïé* (à 66 km à l'est de Sverdlovsk), celui de Koumak (Oural du Sud) et en plusieurs endroits de la Sibérie occidentale et orientale.

Ailleurs, la tétradymite a été signalée dans plusieurs gîtes aurifères des U.S.A., du Mexique, de la Colombie Britannique, etc.

Importance pratique. On ne rencontre jamais de gisements dont la tétradymite constitue le minéral essentiel. On peut l'utiliser en tant que minéral accessoire des gîtes bismuthifères et aurifères pour la préparation du bismuth et du tellure, ce qui nécessite un traitement complexe des minerais.

9. Groupe de la molybdénite

Ce groupe comprend les composés sulfurés des ions tétravalents Mo et W. Le sulfure de wolfram est un minéral excessivement rare.

MOLYBDÉNITE — MoS_2 . Le nom de ce minéral provient du mot grec « molybdos » — plomb.

Composition chimique. Mo 60 %, S 40 %. Les résultats des analyses chimiques montrent que la teneur en Mo varie de 57,1 à 60,05 % et la teneur en S, de 39,7 à 42,0 %. Généralement, la molybdénite est chimiquement pure, c'est-à-dire qu'elle ne contient pas d'impureté isomorphe, sauf en ce qui concerne le rhénium. D'après les analyses spectrales, la teneur de la molybdénite en rhénium est plus élevée que celle de tous les autres sulfures (de $5 \cdot 10^{-7}$ à $2 \cdot 10^{-4}$ %).

Système hexagonal; selon toutes probabilités, bipyramide bihexagonale, sym. L^6L^27PC . Gr. sp. $P6_3/mmc(D_{6h}^2)$. $a_0 = 3,156$; $c_0 = 12,275$. Structure cristalline en lamelles, typique, mais présente certaines particularités. Les couches d'ions Mo sont disposées entre deux couches d'ions S, parallèlement à (0001), (fig. 112). Dans les couches les ions sont liés de façon rigide, mais la cohésion des couches entre elles dans les « triplets » est plus faible, ce qui explique le clivage parfait des cristaux. La coordinence de la molybdénite est six, cependant du fait des particularités de la structure de l'enveloppe électronique de Mo, il ne correspond pas à un octaèdre, mais à un prisme triangulaire. Nous pouvons représenter plus rationnellement cette structure, comme l'a fait N. Bélov, par des couches

de prismes triangulaires dont les centres sont occupés par les ions Mo en alternance avec des couches d'octaèdres vides (fig. 112, B).

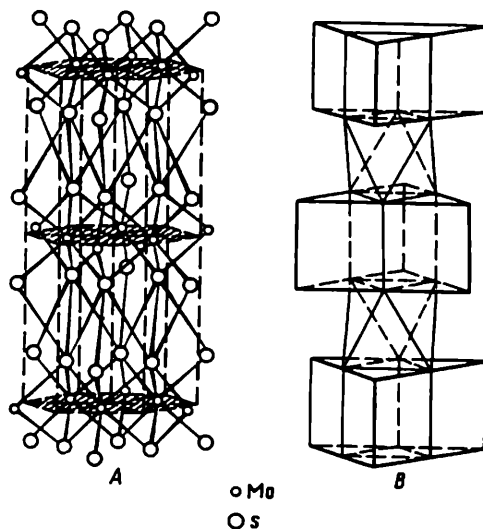


Fig. 112. Structure de la molybdénite.

A — disposition des centres des atomes (les plans contenant les ions Mo sont hachurés) ;
 B — représentation de la même structure d'après le procédé proposé par le savant soviétique N. Béliov.

Aspect des cristaux. Les cristaux sont généralement mal formés. Les formes courantes sont : $\{0001\}$, $\{10\bar{1}0\}$, $\{10\bar{1}1\}$. Les faces $\{0001\}$ sont striées (fig. 113). Les cristaux se présentent en lamelles hexagonales. Ils sont plus rarement prismatiques. On rencontre généralement des masses foliacées ou écailleuses. Parfois, des formes sphérolithiques et des variétés terreuses de couleur gris-noir sont signalés.

Couleur. Gris de plomb. **Trait** gris, souvent à reflet verdâtre. **Eclat** métallique.

Dureté 1. Les minces lamelles sont plastiques. Toucher gras. Laisse une trace sur le papier, comme le graphite. **Clivage** parfait suivant $\{0001\}$. **P. sp.** 4,7 à 5,0. **Autres propriétés.** Conductibilité électrique faible à la température ordinaire, mais qui croît avec l'augmentation de cette dernière.

Caractères distinctifs. Sa couleur gris de plomb, son éclat typiquement métallique, sa faible dureté, son clivage suivant la base, sont caractéristiques. Peut être confondue avec les variétés de gra-

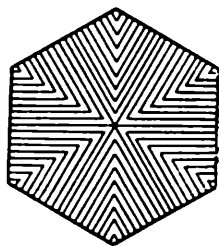


Fig. 113. Trois systèmes de stries sur la base d'un cristal de molybdénite.

phite grossièrement écailleuses dont elle se distingue par son trait plus clair, son éclat plus vif, son poids spécifique élevé et sa faible conductibilité électrique. Diffère de la tétradymite qui lui ressemble par un éclat moins vif et son comportement au chalumeau.

Examinée au chalumeau ne fond pas et colore la flamme en jaune verdâtre. Se décompose difficilement dans HNO_3 avec apparition de SO_2 et d'un précipité blanc ou grisâtre de MoO_3 . Ne se décompose dans H_2SO_4 concentré qu'à l'ébullition.

Origine et gisements. Les gisements de molybdénite sont liés génétiquement aux intrusions de roches ignées acides, principalement de granites et de granodiorites qui la contiennent parfois en inclusions très disséminées.

On la rencontre dans les filons pegmatiques mais en quantités sans intérêt pratique.

Les gisements exploitables sont liés aux formations *hydrothermales*. Les gîtes sont particulièrement nombreux dans les filons de quartz et les roches quartzifiées. D'une manière générale la paragenèse de la molybdénite avec le quartz est la plus fréquente. On observe parfois la molybdénite dans de minuscules veinules de quartz, à peine visibles à l'œil nu. On connaît des exemples de quartz contenant la molybdénite finement dispersée, ce qui lui confère une couleur grise ou bleuâtre. Seuls les examens des surfaces polies au microscope permettent d'observer ces inclusions.

Souvent les filons de quartz à molybdénite ne contiennent aucun autre sulfure, excepté de rares grains de pyrite. Dans les autres types de gisements on rencontre en certains cas des minéraux accessoires tels que des micas en paillettes fines, la fluorine, la wolframite, plus rarement le béryl, la tourmaline et, dans d'autres, des sulfures de cuivre (le plus souvent la chalcoppyrite), de fer (pyrite, pyrrhotine), de zinc (blende), etc. La molybdénite est relativement rare dans les zones des gisements riches en sulfures. Des cristaux irrégulièrement disséminés se rencontrent parfois dans les filons de quartz. Ils sont groupés en rosettes ou en lamelles hexagonales.

Dans la zone d'oxydation; la molybdénite donne le plus souvent naissance à la powellite (CaMoO_4) sous forme de pseudomorphoses. Parfois, apparaissent des poches de lessivage caractéristiques, dont la forme correspond à celle des cristaux de molybdénite.

Parmi les gisements citons celui de *Climax* au Colorado (U.S.A.) qui est immense. Il est constitué par un énorme remplissage de quartzite secondaire, s'enfonçant à une grande profondeur.

On connaît également d'importants gisements dans les zones de skarn à schéelite formé le long du contact des calcaires et des granites. Là, la molybdénite se trouve dans les très nombreuses veines de quartz recoupant le skarn.

Importance pratique. C'est le seul minerai de molybdène, métal d'une large application dans l'industrie.

Près de 90% de la production mondiale de molybdène sont employés pour la préparation de différents aciers spéciaux. Le reste est utilisé pour la fabrication de l'appareillage électrotechnique, celle des peintures, en T.S.F., dans l'industrie chimique, etc.

10. Groupe de la pyrite

Nous examinerons ici les nombreux composés du type AX_2 , où $A = \text{Fe, Co, Ni}$ ainsi que Mn, Pt et Ru , et $X_2 = \text{S}_2, \text{Se}_2, \text{As}_2, \text{AsS}$ et SbS . Ce sont les disulfures, les diarséniures, les sulfoarséniures et les sulfoantimoniures. Ils possèdent tous de nombreuses propriétés communes.

D'après les caractères minéralogiques des espèces, ce groupe important peut être divisé en quatre sous-groupes: 1) *sous-groupe*

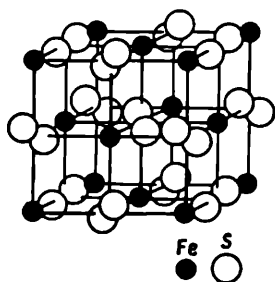


Fig. 114. Structure de la pyrite.

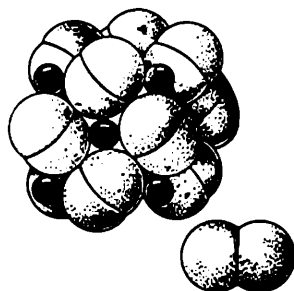


Fig. 115. Structure de la pyrite.
Sphères noires : ions Fe^{2+} ; sphères claires : doublets $[\text{S}_2]^{2-}$.

de la pyrite (proprement dit) dans lequel le composé FeS est dimorphe (pyrite et marcassite); 2) *sous-groupe de la cobaltine* qui comprend les sulfoarséniures et les sulfoantimoniures de Ni et Co (Fe en petites quantités). Ils cristallisent dans le système cubique; ces minéraux sont de structure cristalline analogue à celle de la pyrite, mais de symétrie inférieure; 3) *sous-groupe de la löllingite* correspondant aux diarséniures de Fe, Ni et Co , cristallisant dans le système orthorhombique; 4) *sous-groupe de l'arsénopyrite* comprenant les sulfoarséniures et les sulfoantimoniures, principalement de Fe . Ils cristallisent dans les systèmes monoclinique et orthorhombique.

Le disulfure de fer colloïdal et métacolloïdal, se présentant en masses noires pulvérulentes, porte un nom spécial: la *mélnikovite*. Nous ne l'examinerons pas comme une espèce minérale indépendante, car aux rayons X , son diagramme de Debye et Scherrer correspond soit à la pyrite, soit à la marcassite.

Nous décrirons ici les caractères de la structure de la pyrite et de la marcassite.

La structure de la pyrite est schématiquement représentée sur les figures 114 et 115. Le réseau cube à faces centrées du type NaCl (comparer avec la fig. 92) est à la base de cette structure. Les ions de soufre sont regroupés par doublets et forment l'anion $[S_2]^{2-}$. La distance S — S y est très courte : 2,05 Å (au lieu de 3,5 Å, ou le double du rayon ionique). Les axes des doublets $[S_2]^{2-}$ sont orientés suivant les diagonales des petits cubes et de telle sorte qu'ils ne se coupent pas entre eux. Sur la figure 115, la distance entre les atomes de soufre des doublets a été réduite dans le but de souligner l'analogie entre cette structure et celle de NaCl. L'arrangement réel de $[S_2]^{2-}$ est montré séparément, à droite.

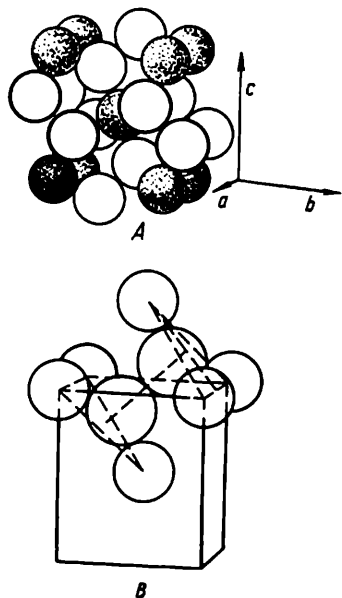


Fig. 116. Structure de la marcassite.

A — aspect général de la structure ; les ions Fe^{2+} sont ponctués. B — orientation du doublet $[S_2]^{2-}$ (au milieu) entre deux triades d'ions Fe (aux extrémités).

La structure de la modification orthorhombique de FeS_2 — la marcassite — comporte les mêmes doublets $[S_2]^{2-}$ que la pyrite. Les ions Fe occupent les sommets et le centre de la maille orthorhombique (fig. 116, A) ; ils sont entourés par les doublets $[S_2]^{2-}$.

En bas (fig. 116, B), on voit que les doublets $[S_2]^{2-}$ sont inclinés par rapport à l'axe c et prennent, en quelque sorte, appui au centre des triades d'ions Fe, c'est-à-dire de la même manière que dans la pyrite.

Ainsi, l'exemple des structures de la pyrite et de la marcassite montre qu'à une même coordinence peuvent correspondre deux types de structure, de symétrie tout à fait différente.

Parmi les propriétés physiques particulières aux minéraux de ce groupe, citons les suivantes. Remarquons tout d'abord qu'ils possèdent le degré de dureté le plus élevé de tous les sulfures et de leurs homologues : 5 à 6 (6 à 7 pour la sperryllite et même 7 à 8 pour la laurite). De plus, ils ne présentent aucun clivage parfait et possèdent une faible conductibilité électrique.

PYRITE — FeS_2 . Du grec « pyros » — feu. Il est probable que le nom de ce minéral est dû à la propriété qu'il possède de produire des étincelles au choc ou bien à son éclat.

Composition chimique. Fe 46,6 %, S 53,4 %. Contient souvent des petites quantités de Co (cobaltopyrite), Ni, As, Sb, parfois Cu, Au, Ag, etc. La présence de ces derniers éléments est due à des inclu-

sions mécaniques de minéraux étrangers, parfois à l'état très dispersé. Dans ce cas, on a affaire à des pseudosolutions solides (cristallosols).

Système cubique ; didodécaèdre, sym. $3L^24L^33PC$. Gr. sp. $Pa3(T_h)$. $a_0 = 5,40667$. Structure cristalline décrite plus haut. Aspect des cristaux. Les beaux cristaux sont très fréquents. Parmi les nombreuses formes observées, les plus courantes sont : $\{100\}$, $\{210\}$, plus rarement $\{111\}$, $\{321\}$, $\{110\}$ et d'autres (fig. 117). Suivant la prédominance de telle ou telle face nous avons les formes : cube, dodécaèdre pentagonal, plus rarement octaèdre. Les dimensions des

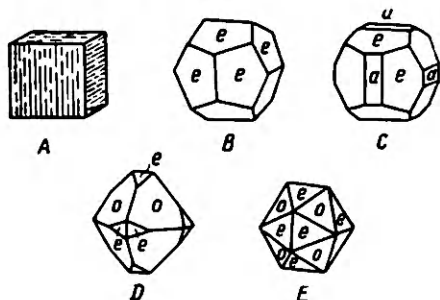


Fig. 117. Forme des cristaux de pyrite. A — cube (pyrite triglyphe) ; B — dodécaèdre pentagonal $e \{210\}$; C — la même forme combinée au cube $a \{100\}$; D — octaèdre $o \{111\}$, tronqué suivant les faces du dodécaèdre pentagonal ; E — combinaison entre l'octaèdre (o) et le dodécaèdre pentagonal (e) appelée icosaèdre.



Fig. 118. Croustes cristallines de pyrite dans une coquille d'ammonite.

cristaux atteignent plusieurs centimètres. Les stries des faces parallèles aux arêtes $(100) : (210)$, c'est-à-dire $a : e$ sont caractéristiques (comparer les fig. 117, B et C à la fig. 117, A). Ces stries concordent avec la structure cristalline de la pyrite et sont toujours orientées perpendiculairement à chaque face voisine, c'est-à-dire que les éléments de symétrie extérieurs sont en concordance parfaite avec la structure intime de la pyrite. On rencontre des macles suivant (110) , rarement suivant (320) .

Etat d'agrégation. On observe des petits cristaux et des grains arrondis de pyrite en inclusions dans de nombreuses roches. Les amas homogènes sont également très répandus. Dans les roches sédimentaires, on rencontre souvent des concrétions sphériques de texture généralement radiée et des formes résultant d'une sécrétion dans les cavités des coquilles (fig. 118). Les formes en grappes de raisin ou réniformes, associées à d'autres sulfures, sont courantes.

Couleur. Jaune laiton. Les irisations brun-jaunes ou bigarrées sont fréquentes ; les variétés finement dispersée, rappelant la suie, sont noires. Trait noir brunâtre ou noir verdâtre. Eclat métallique vif.

Dureté 6-6,5. Relativement fragile. **Clivage** faible suivant {100} et {111}, parfois suivant {110}. **Cassure**, irrégulière, parfois conchoïdale. **P. sp.** 4,9 à 5,2. **Autres propriétés.** Possède une faible conductibilité électrique. **Thermoélectrique.** Certaines variétés possèdent des propriétés de détection des ondes hertziennes.

Caractères distinctifs. Aisément reconnaissable à sa couleur, aux formes des cristaux, aux stries des faces, à sa dureté élevée (le seul des sulfures très répandus rayant le verre). Ces caractères permettent de la distinguer facilement de la marcassite, la chalcoppyrite et la millérite qui lui ressemblent par leur couleur.

Examinée au chalumeau décrépité et fond en donnant une masse magnétique. Perd facilement une partie de son soufre qui brûle d'une flamme bleue. En tube fermé, le soufre se sublime partiellement; on obtient le monosulfure FeS. Se décompose difficilement dans HNO_3 (plus facilement à l'état divisé) avec apparition de soufre. Insoluble dans HCl dilué.

Origine et gisements. La pyrite est le sulfure le plus répandu dans la croûte terrestre et se forme dans les conditions géologiques les plus variées.

1. On l'observe sous forme de mouchetures minuscules dans de nombreuses roches *magmatiques*. C'est généralement un minéral de formation plus tardive que les silicates, résultant d'actions hydrothermales.

2. Dans les gîtes *pyrométasomatiques* elle accompagne presque toujours les autres sulfures se trouvant dans les skarns et les amas de magnétite. Elle est souvent cobaltifère. Elle se forme, tout comme les autres sulfures, au cours du stade hydrothermal des processus du métamorphisme de contact.

3. En tant que minéral accessoire, elle est répandue dans presque tous les types de gîtes *hydrothermaux* où elle constitue des paragenèses avec les minéraux les plus variés. De plus, on l'observe souvent non seulement dans les gîtes eux-mêmes, mais aussi dans les roches encaissantes où elle se présente en beaux cristaux d'origine métasomatique.

4. On la rencontre non moins souvent dans les roches et les minerais *sédimentaires*. Les concrétions de pyrite et de marcassite que l'on trouve dans les dépôts sablo-argileux, les gisements de houille, de fer, de manganèse, de bauxite, etc., sont bien connues. On attribue leur origine à la décomposition des restes organiques à l'abri de l'oxygène libre dans les zones profondes de bassins océaniques et lacustres. Dans ces conditions, on la trouve en paragenèse avec la marcassite, la mélnikovite (variété pulvérulente noire de disulfure de fer), la sidérite (FeCO_3), etc.

Tout comme les autres sulfures, la pyrite est instable dans la zone d'oxydation où elle s'oxyde en sulfate ferreux qui, en présence d'oxygène libre, se transforme en sulfate ferrique. Ce dernier donne par hydrolyse un hydroxyde de fer insoluble (limonite) et de l'acide

sulfurique libre qui passe en solution. C'est ainsi que la limonite constitue à partir de la pyrite des *pseudomorphoses* très répandues dans la nature.

La pyrite elle-même se substitue souvent à des restes organiques (bois et restes d'animaux). Dans les formations endogènes, elle constitue des pseudomorphoses par substitution à la pyrrhotine, la magnétite (Fe_3O_4), l'hématite (Fe_2O_3) et aux autres minéraux ferri-fères. Ces pseudomorphoses sont probablement la conséquence de l'action de H_2S sur les minéraux.

Les gisements où l'on rencontre la pyrite en plus ou moins grande quantité sont innombrables et appartiennent aux types génétiques les plus variés. Cependant, en règle générale, ce sont des formations endogènes.

En U.R.S.S., on rencontre des gîtes importants de sulfures métalliques riches en pyrite.

Importance pratique. Les minerais à pyrite sont l'une des principales matières premières de l'industrie de l'acide sulfurique. Les teneurs moyennes en soufre des gîtes exploitables varient de 40 % à 50 %. Le minerai est grillé dans des fours spéciaux. L'anhydride sulfurique SO_2 est oxydé par les vapeurs nitreuses, en présence de vapeur d'eau, jusqu'à obtention de H_2SO_4 .

Une impureté gênante des minerais utilisés pour la fabrication de l'acide sulfurique est l'arsenic.

Les minerais à pyrite contiennent souvent du cuivre, du zinc, parfois de l'or et du sélénium qui peuvent être récupérés. Les résidus du grillage des pyrites peuvent être employés, suivant leur pureté, pour la fabrication de peintures ou comme minerai de fer.

Les minerais contenant de la cobaltopyrite peuvent constituer une source de cobalt malgré leur faible teneur en cet élément (jusqu'à 0,5 à 1 % dans le minéral lui-même).

MARCASSITE — FeS_2 . Le nom de ce minéral vient du mot dont on se servait en arabe classique pour désigner la pyrite et la marcassite.

Composition chimique. Fe 46,6 %, S 53,4 %. Contient des petites quantités d'As, Sb, Tl, etc.

Système orthorhombique; bipyramide orthorhombique, sym. $3L^2 3PC$. Gr. sp. $Pnmm$ (D_{2h}^{15}). $a_0 = 4,4369$; $b_0 = 5,4149$; $c_0 = 3,381$. **Structure cristalline** décrite plus haut. **Aspect des cristaux.** En tablettes (fig. 119), plus rarement en bâtonnets courts ou lancéolés (fig. 120 et 124). Les macles, souvent complexes, sont fréquentes. On observe des associations pectinées caractéristiques. On rencontre également des concrétions (fig. 122) et des masses informes ainsi que des formations stalactiques en grappes de raisin, en rognons, en croûtes. Les pseudomorphoses de restes organiques sont fréquentes.

Couleur. Jaune laiton à reflet grisâtre ou verdâtre. **Trait** sombre gris verdâtre. **Eclat** métallique.

Dureté 5-6. Fragile. Clivage difficile suivant $\{101\}$. P. sp. 4,6 à 4,9 (inférieur à celui de la pyrite). Autres propriétés : conduit faiblement l'électricité.

Caractères distinctifs. Les cristaux de marcassite sont caractérisés par leur faciès tabulaire ou lancéolé qui les distinguent des

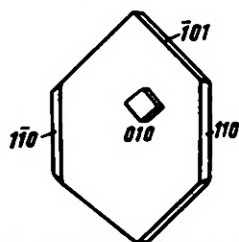


Fig. 119. Groupement épitaxial d'un cristal tabulaire de marcassite et d'un cube de pyrite.

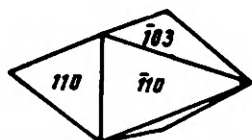


Fig. 120. Cristal de marcassite.

cristaux de pyrite. En concrétions et en masses compactes, il est difficile d'établir la différence avec la pyrite. La cassure fraîche possède un reflet verdâtre, ce qui la différencie de la pyrite. En surface polie, au microscope, se distingue nettement de la pyrite par



Fig. 121. Groupement de cristaux lancéolés de marcassite groupés en gerbes rayonnantes.

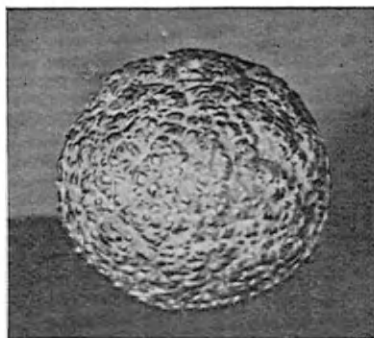


Fig. 122. Concrétion globulaire de marcassite. Grandeur naturelle.

sa forte anisotropie optique. Le diagramme de Debye et Sherrer de la marcassite est très différent de la pyrite.

Examinée au chalumeau et dans les acides, elle se comporte d'une manière tout à fait analogue à la pyrite.

Origine et gisements. A l'état naturel est beaucoup moins répandue que la pyrite. Se rencontre tant dans les formations endogènes qu'exogènes.

La marcassite d'origine endogène s'observe dans les gîtes *hydrothermaux*, principalement filoniens. Elle constitue généralement l'un des tout derniers termes de la minéralisation. Le plus souvent on la trouve dans les géodes en petits cristaux, parfois en enduits pulvérulents sur des cristaux de quartz, de calcite, de galène, de blende, de sulfosels et d'autres minéraux. Plus rarement on observe des croûtes et des dépôts de précipitation sur support préexistant.

Dans les roches sédimentaires, principalement dans les dépôts charbonneux de blocs argileux, la marcassite se rencontre surtout en concrétions, en grains informes qui sont des pseudomorphoses de restes organiques et aussi sous une forme finement dispersée rappelant la suie (mélnikovite). A l'œil nu, on la confond souvent avec la pyrite. Dans la zone d'oxydation, la marcassite se décompose plus facilement que la pyrite. Les produits de cette décomposition sont des sulfates de fer, l'acide sulfurique libre et, dans le cas d'une insuffisance d'oxygène, le soufre natif. En définitive, l'oxydation de la marcassite conduit à des hydroxydes de fer (limonite).

Il a été expérimentalement établi que la marcassite, à la différence de la pyrite, se forme assez facilement à basse température et à partir de solutions acides. Elle ne constitue pas naturellement des gisements importants se présentant en amas comme la pyrite.

Parmi les gîtes de sulfures hydrothermaux, où l'on trouve la marcassite et la pyrite en quantités plus ou moins grandes, citons à titre d'exemple *Bliavinskoië* dans la région d'Orenbourg (Oural du Sud). Là, on rencontre sporadiquement des agrégats de petits cristaux de marcassite. En plus de la pyrite, la marcassite est associée à la blende, à la wurtzite, à la chalcopryite, au quartz, etc.

Les roches sédimentaires à marcassite sont largement répandues dans de nombreuses régions de l'Union Soviétique. Citons par exemple les dépôts charbonneux d'argiles arénacées de *Borovitchi* qui contiennent des concrétions de marcassite de forme variée. En surface polie, on voit que ces concrétions résultent d'une épigénie : la marcassite ne s'est substituée qu'au ciment assurant la cohésion des grains de sable. Ces derniers conservent leur disposition antérieure en lits dans la masse de la marcassite. Ces concrétions contiennent aussi des enclaves de pyrite se présentant parfois en zones concentriques. A la surface de certaines concrétions on observe un dépôt de galène de même origine, c'est-à-dire qu'elle s'est substituée au ciment liant la masse sableuse. L'association des sulfures de fer à la galène dans les concrétions est, d'une manière générale, un phénomène rare.

Les gisements de *Kouri-Kamen* et *Troïtsko-Baïnovskoië* rencontrés dans les sédiments argileux du versant oriental de l'Oural Moyen (à l'est de Sverdlovsk) sont célèbres par la variété des formes de leurs concrétions de marcassite. Outre les concrétions sphériques, on y rencontre en grande quantité des rognons et des agrégats cristal-

lins lancéolés groupés en gerbes rayonnantes (voir fig. 121). Il convient également de citer les gisements hydrothermaux de l'Allemagne où l'on a rencontré de magnifiques cristaux de marcassite.

Importance pratique. Si les gisements de marcassite sont importants, ils peuvent être exploités, tout comme la pyrite, pour la fabrication de l'acide sulfurique.

SPERRYLITE — $PtAs_2$. Ce minéral doit son nom au chimiste qui l'a identifié dans les minerais de Sudbury.

Composition chimique. Pt 56,5 %, As 43,5 %. Contient Rh (jusqu'à 1,6 %), Fe (jusqu'à 0,4 %), Cu (jusqu'à 0,7 %), Sb (jusqu'à 0,6 %), parfois Sn (jusqu'à 3,6 %).

Système cubique; didodécaèdre, sym. $3L^24L^33PC$. Gr. sp. $Pa3(T_h)$. $a_0 = 5,950$. **Structure cristalline.** Analogue à celle de la

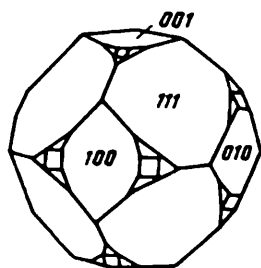


Fig. 123. Cristal de sperrylite.

pyrite. S'observe presque exclusivement en cristaux, généralement petits. **Aspect des cristaux.** En cube, octaèdre, plus rarement en dodécaèdre pentagonal. Les combinaisons des formes $\{100\}$, $\{111\}$, $\{110\}$, $\{201\}$, etc., sont fréquentes (fig. 123). Les macles sont rares.

Couleur. Blanc d'étain. **Trait** gris foncé. **Eclat** métallique vif.

Dureté 6-7 (c'est le minéral le plus dur, après la laurite, de la classe des sulfures et des arséniures). **Clivage** suivant le cube.

P. sp. 10,5-10,7 (le plus élevé des minéraux de cette classe). **Autres propriétés.** Conduit faiblement l'électricité.

Caractères distinctifs. Les principaux caractères sont sa couleur, sa grande dureté, son poids spécifique élevé, son faciès exclusivement cristallin à l'état naturel, sa stabilité vis-à-vis des acides et le fait qu'elle fournit les réactions spécifiques du platine et de l'arsenic.

Examinée au chalumeau sur le charbon fond facilement et donne un globule métallique blanc à surface spongieuse. La fusion dégage des vapeurs blanches d'oxyde d'arsenic. Sur une lame de platine chauffée au rouge les petits grains fondent instantanément avec dégagement d' As_2O_3 ; de la mousse de platine reste soudée à la lame. Insoluble dans les acides, même dans l'eau régale.

Origine et gisements. Se rencontre dans les gîtes de sulfures de cuivre et nickel du « type Sudbury » liés génétiquement aux roches ignées basiques (gabbro-norites et gabbro-dolérites). On la trouve en paragenèse avec la pyrrhotine, la chalcoppyrite et la pentlandite. Parmi les minéraux du groupe du platine, l'association avec le platine palladié est la plus fréquente.

Associée aux mêmes minéraux on l'a rencontrée dans les formations pegmatiques des magmas basiques du complexe de Bushveld (République Sud-Africaine). C'est là que l'on a découvert les plus

gros cristaux : certains atteignent 1,85 cm en largeur. Dans cette même région on l'observe dans de curieux gîtes métasomatiques situés dans des calcaires le long du contact avec les roches basiques du complexe de Bushveld, associée aux minéraux du skarn.

Très stable, la sperrylite ne se décompose pas dans la zone d'oxydation et se retrouve dans les alluvions après l'érosion des gisements. Les échantillons provenant des gîtes alluvionnaires présentent des faces cristallines très nettes. En Union Soviétique la sperrylite se rencontre dans les alluvions de plusieurs rivières des districts de *Zéia* et de *Timpton* en Sibérie Orientale (région de Tchita), souvent en petits cristaux bien formés (voir fig. 123).

Importance pratique. En tant que minéral riche en platine, la sperrylite présente un intérêt industriel indiscutable. Même si la teneur des minerais est très faible, elle peut être récupérée par un traitement complexe. Citons l'exemple du gisement de Sudbury où on la récupère avec les autres minéraux platinifères dans les gangues provenant du traitement des minerais cupro-nickélifères.

COBALTINE — CoAsS . Synonyme : cobaltite. Variété : *ferro-cobaltine*, riche en fer.

Composition chimique. Co 35,4 %, As 45,3 %, S 19,3 %. Les analyses chimiques montrent que la teneur en Co varie de 26 à 34 %, en As de 42 à 48 %, et en S de 18 à 21 %. En outre, contient parfois Ni jusqu'à 2-3 %, Fe jusqu'à 8 et dans certains cas jusqu'à 16 % (ferrocobaltine).

Système cubique ; pentagone tritétrahédre, sym. $3L^2 4L^3$. Gr. sp. $P2_13(T^4)$. $a_0 = 5,575$.

Structure cristalline. Très proche de celle de la pyrite. **Aspect des cristaux.** Les cristaux sont assez fréquents ; en octaèdre, cube ou dodécaèdre pentagonal (voir fig. 117). De ce fait, les formes courantes sont : $\{111\}$, $\{100\}$, $\{210\}$, $\{110\}$, etc. Les combinaisons propres à la pyrite, représentées sur la figure 124, sont aussi caractéristiques, en particulier $\{111\}$ et $\{210\}$. Les macles suivant $\{100\}$ et $\{111\}$ sont rares. La cobaltine se rencontre aussi en grains informes et en masses homogènes.

Couleur. Blanche ou gris d'acier à reflet rosâtre. Les variétés très ferrières sont de couleur gris foncé ou noir grisâtre. **Trait** noir grisâtre. **Eclat** métallique.

Dureté 5-6. Fragile. **Clivage** moyen suivant le cube. P. sp. 6,0 à 6,5. Conduit faiblement l'électricité.

Caractères distinctifs. L'observation détaillée permet de reconnaître aisément la cobaltine par son reflet rosâtre, sa dureté élevée et souvent par la combinaison typique des formes $\{100\}$, $\{111\}$ et $\{210\}$. Elle diffère de la linnéite, de couleur semblable, par sa dureté plus élevée. Les échantillons altérés sont aussi caractérisés par la

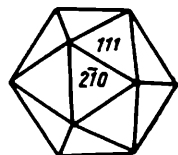


Fig. 124. Cristal de cobaltine. Combinaison de dodécaèdre pentagonal et d'octaèdre.

paragenèse avec l'érythrine ($\text{Co}_3[\text{AsO}_4]_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$) de coloration rose carmin.

Examinée au chalumeau fond en donnant un globule gris, faiblement magnétique et en laissant un dépôt d' As_2O_3 sur le charbon. La perle de borax est teintée en bleu (réaction du cobalt). Se décompose dans l'acide nitrique avec apparition de S et dégagement d' As_2O_3 (la solution vire au rose).

Origine et gisements. C'est avant tout un produit typique des processus hydrothermaux que l'on rencontre dans les gîtes pyrometasomatiques et filoniens. Il est habituellement associé aux sulfoarséniures de cobalt et de fer, ainsi qu'à la chalcoppyrite, à la blende, au quartz, aux minéraux du skarn, à la chlorite ferrière (daphnites), la tourmaline, l'apatite, etc.

La cobaltine, comme les autres arséniures de cobalt, s'altère facilement en donnant l'érythrine terreuse ou cristalline dont la couleur rose saute aux yeux dans les zones d'oxydation des gîtes de sulfoarséniures de cobalt.

En U.R.S.S., la cobaltine se rencontre dans le gisement ferrière de *Dachkessan* (région de Kirovabad, R.S.S. d'Azerbaïdjan). Là, on la trouve dans la lèvre perchée d'un gîte de magnétite situé dans des skarns modifiés par des processus hydrothermaux. Elle est associée à la chalcoppyrite, la pyrite, la blende, la molybdénite, la magnétite, au grenat, à la calcite, l'apatite, au quartz, etc.

Au Canada on la rencontre en quantités importantes dans les gisements de la région de *Cobalt* (province d'Ontario) où elle est associée à la safflorite, la skutterudite, la smaltite, la chloanthite, la nickéline, la gersdorffite, l'argent natif, l'argentite, la dolomite, la calcite et à d'autres minéraux. On la trouve également dans les gisements de *Skutterud* (Norvège) et de *Tunaberg* (Suède).

Importance pratique. La cobaltine est l'un des minéraux essentiels des minerais de cobalt. Du fait du prix élevé de ce métal, les minerais à sulfoarséniures dont la teneur en cobalt est de 0,1 à 0,2 % sont dans la limite d'exploitabilité.

Le cobalt est utilisé pour ses précieuses propriétés : 1) plusieurs composés du cobalt, connus depuis la haute Antiquité, sont des colorants bleus et verts employés en verrerie et en céramique ; 2) il entre dans la composition des aciers spéciaux les rendant très durs, stables à haute température et leur donnant d'exceptionnelles propriétés magnétiques ; 3) il fournit avec d'autres métaux (Cr, Mo, W, etc.) des alliages très importants pour l'industrie, etc.

GERSDORFFITE — NiAsS . Il existe des variétés riches en cobalt et en fer.

Composition chimique. Ni 35,4 %, As 45,3 %, S 19,3 %. La teneur en Ni varie habituellement entre 26 et 40 %, en As de 37 à 56 %, en S de 6 à 19 %. Contient souvent Co, Fe, Sb, etc.

Système cubique; pentagone tritétrèdre, sym. $3L^24L^3$. Gr. sp. $P2_13(T^4)$. $a_0 = 5,719$. **Structure cristalline**: semblable à celle de la pyrite. **Aspect des cristaux**. Les cristaux sont de faciès octaédrique ou cubique. Les formes courantes sont: {100}, {111}, {110}, {210}, {311}. Les macles suivant (111) sont rares. Le plus souvent on rencontre des agrégats cristallins.

Couleur. Elle varie du blanc d'argent au gris acier. **Trait noir** grisâtre. **Eclat** métallique.

Dureté 5,5. Fragile. **Clivage** parfois facile suivant {111}. **P. sp.** 5,6 à 6,2. Bon conducteur de l'électricité.

Caractères distinctifs. Macroscopiquement la gersdorffite est difficile à distinguer d'une série de minéraux arsénifères tels que la smaltite (CoAs_2), la chloanthite (NiAs_2), l'ullmannite (NiSbS), l'arsénopyrite (FeAsS), etc. Il est nécessaire de recourir aux examens microscopiques et aux réactions caractéristiques de Ni, As et S. Si Fe, Co et Sb sont présents en mélanges isomorphes, il devient nécessaire d'effectuer le dosage au moins des principaux éléments. Examinée au chalumeau sur le charbon, fond en formant un globule qui donne la réaction caractéristique de Ni. Se décompose dans HNO_3 avec apparition de S et dégagement d' As_2O_3 . La solution a une coloration verte, ce qui indique la présence de Ni.

Origine et gisements. La gersdorffite est l'un des minéraux se rencontrant principalement dans les gîtes *hydrothermaux*. Elle forme des paragenèses avec les arséniures et les sulfures de nickel: nickéline, millérite, chloanthite, rammelsbergite, ullmannite, etc. Parmi les autres minéraux qui l'accompagnent, on peut rencontrer différents sulfures et carbonates (calcite, ankérite, dolomite) et le quartz.

Dans la zone d'oxydation, la gersdorffite, comme les autres arséniures de nickel, donne naissance à l'annabergite ($\text{Ni}_3[\text{AsO}_4]_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$) vert vif.

En U.R.S.S., la gersdorffite a été décelée dans très peu de gisements et en quantités très faibles. Certains auteurs la signalent dans le gisement aurifère de *Bérézovo* (Oural) et sous forme de grains menus dans une dolomie à gros cristaux; enfin, dans le gisement aurifère *Bérikoulskoïé* (Sibérie Occidentale), associée à la rammelsbergite, la nickélite, etc.

Dans d'autres pays, elle a été observée en plus grande quantité dans plusieurs gisements du *Hartz* (Allemagne), des *Monts Métallifères* (Saxe), etc.

Importance pratique. Le rôle de ce minéral est relativement peu important, car c'est un élément accessoire dans les minerais à sulfures d'arséniures de nickel et de cobalt.

LÖLLINGITE — FeAs_2 . Le nom de ce minéral vient de la ville de Lölling en Carinthie (Autriche). Il a été décrit par Mohs.

Composition chimique. Fe 27,2 %, As 72,8 %. Le rapport Fe: As varie quelque peu. Contient habituellement en petites quantités

du S (jusqu'à 6 %) et du Sb (jusqu'à 5 %). Il existe des variétés riches en cobalt (glaucopyrite),¹ formant la série continue de solutions solides: löllingite-safflorite ($\text{FeAs}_2 - \text{CoAs}_2$). En plus du cobalt on note également la présence de petites quantités de nickel.

Système orthorhombique; bipyramide orthorhombique, sym. $3L^2 3PC$. Gr. sp. $Pn\bar{n}m$ (D_{2h}^{12}). $a_0 = 5,227$, $b_0 = 5,959$, $c_0 = 2,894$.

Structure cristalline: analogue à celle de la marcassite. Cependant, s'en distingue (ainsi que de celle de l'arsénopyrite) par la nature

de la coordination d'As autour de Fe. D'après V. Mikhéev, la substitution du cobalt au fer ne modifie pas la structure. L'augmentation du rapport (Co + Ni): Fe entraîne l'allongement progressif de la maille suivant l'axe c , alors que ses deux autres dimensions restent presque inchangées.

Aspect des cristaux. Le plus souvent les cristaux sont des prismes (fig. 125). On rencontre également des masses homogènes.

Couleur. Elle varie du blanc d'argent au gris acier. Trait noir grisâtre. Eclat métallique.

Dureté 5 à 5,5. Fragile. Clivage parfois net suivant $\{010\}$ et $\{110\}$. Cassure irrégulière. P. sp. 7,0 à 7,4 (notablement plus élevé que celui de l'arsénopyrite). Autres propriétés. Bon conducteur de l'électricité.

Caractères distinctifs. Ressemble beaucoup extérieurement à l'arséno-

pyrite que l'on confond souvent avec elle. Ces deux minéraux ne peuvent être distingués que par leurs densités respectives. Quelques différences peuvent également être établies en surface polie au microscope.

Examinée au chalumeau fond plus difficilement que l'arsénopyrite. En tube de verre fermé ne donne que de l'arsenic métallique, si la teneur en soufre n'est pas trop élevée. Soluble dans HNO_3 avec dégagement d' As_2O_3 .

Origine et gisements. Se rencontre plus rarement à l'état naturel et en quantités moins importantes que l'arsénopyrite. S'observe exclusivement dans les filons *hydrothermaux* et les gîtes métasomatiques où elle est souvent associée à l'arsénopyrite, à des sulfures de fer et de cuivre, à des arséniures de Co, ainsi qu'à la calcite, la sidérite, au quartz, etc.

Se décompose dans la zone d'oxydation en donnant la scorodite ($\text{Fe}^{+++}[\text{AsO}_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$).

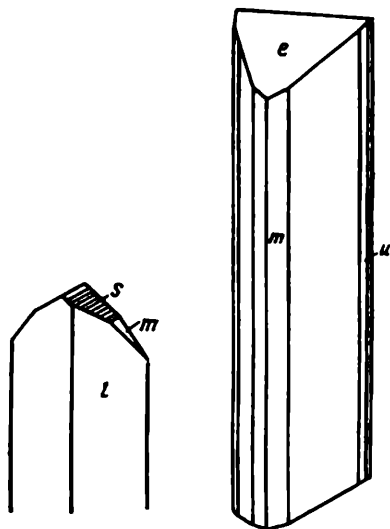


Fig. 125. Cristaux de löllingite: m $\{110\}$, u $\{140\}$, e $\{101\}$, s $\{120\}$, l $\{101\}$.

En U.R.S.S., notons des découvertes de löllingite en plusieurs endroits du Caucase, de l'Oural, d'Asie centrale, de Sibérie Occidentale et Orientale. Parmi ces derniers, citons le gisement d'Agouyoum dans le Karatéguin Oriental (rive gauche de la rivière Agouyoum, Asie centrale), où elle est très répandue dans les minerais à arsénopyrite. Dans le gisement stannifère de *Sokhondin* (région de Tchita) on la rencontre en masses compactes et en filonnets atteignant une épaisseur de 3 cm. Remarquons qu'elle se forme après l'arsénopyrite dont elle enrobe les cristaux.

Elle a été également signalée dans nombre de pays, notamment en Carinthie, dans le Hartz, en Saxe, en Norvège, au Canada, etc.

Importance pratique. La löllingite est l'arséniure de fer le plus riche en arsenic. Elle est un minerai de cet élément.

ARSÉNOPYRITE — FeAsS . Synonyme: mispickel. Variété: la *danaïte* qui est une arsénopyrite cobaltifère; on donne le nom de *glauco-dot* aux variétés riches en cobalt.

Composition chimique. Fe 34,3 %, As 46,0 %, S 19,7 %. Les analyses chimiques révèlent de fréquents écarts par rapport à ces valeurs, particulièrement pour As et S. Contient souvent Co, plus rarement Ni et Sb. Certains gisements sont caractérisés par une arsénopyrite aurifère. L'or peut être souvent observé au microscope sous forme d'inclusions, cependant la plus grande partie de ce métal constitue une phase dispersée, c'est-à-dire que dans ce cas l'arsénopyrite est en fait un cristalloso.

Système monoclinique; prisme, sym. L^2PC . Gr. sp. $B2_1/d(C2_h)$. $a_0 = 9,58$; $b_0 = 5,69$; $c_0 = 6,42$; $\beta = 90^\circ$. **Structure cristalline.** Les caractères morphologiques des cristaux d'arsénopyrite permettent de rattacher ce minéral au groupe de la marcassite.

Cependant, les études aux rayons X montrent qu'elle est en réalité de structure monoclinique, le faciès orthorhombique étant dû aux macles. Chaque ion Fe est entouré, à l'intérieur d'un octaèdre, de trois ions S, de plus, trois sommets de l'octaèdre sont occupés par des ions S et trois autres par des ions As. Les ions As et S sont disposés aux sommets d'un tétraèdre déformé: les ions As sont entourés de trois ions Fe et d'un ion S; les ions S, de trois ions Fe et d'un ion As.

Aspect des cristaux. On rencontre habituellement de beaux cristaux prismaticques, en formes de prismes courts, allongés et aciculaires (fig. 126). Les cristaux pseudobipyramidaux, dus au développement régulier des prismes du premier et du deuxième ordre, sont

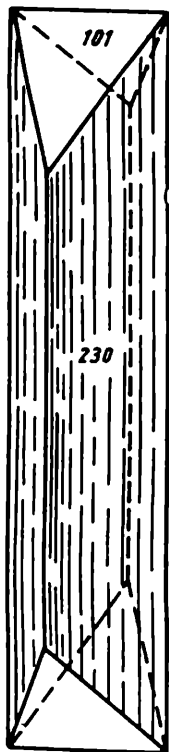


Fig. 126. Cristal d'arsénopyrite.

également courants. Les formes courantes sont : $\{101\}$, $\{230\}$, $\{210\}$, $\{140\}$, etc. Les stries suivant l'axe c sont caractéristiques. Les cristaux sont très fréquents dans les géodes. On en rencontre aussi très souvent d'origine métasomatique autour des gisements, dans les roches encaissantes. Les mâcles sont fréquentes (fig. 127), elles sont souvent en forme de croix. **Etat d'agrégation.** En masses granulaires compactes et de groupements de baguettes.

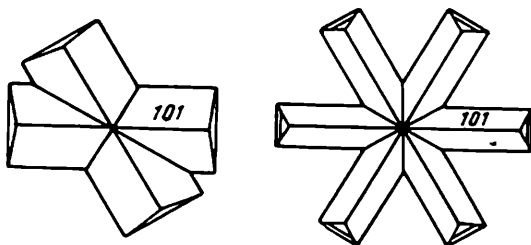


Fig. 127. Mâcles d'arsénopyrite (formées de deux et de trois cristaux).

Couleur. L'arsénopyrite est blanc étain (faces des cristaux) et gris acier (en cassure). Possède souvent un chatolement jaune. **Trait** gris-noir, parfois à reflet brunâtre. **Eclat** métallique.

Dureté 5,5-6. Fragile. **Clivage** plus ou moins facile suivant $\{101\}$ et $\{001\}$. **P. sp.** 5,9 à 6,2. **Autres propriétés.** Conduit l'électricité. Se décompose entre 430° et 675° ; on a pu établir que la liaison entre Fe et As est plus faible qu'entre Fe et S.

Caractères distinctifs. L'arsénopyrite est caractérisée par la couleur blanc étain des faces de ses cristaux, sa dureté élevée et sa composition (les éléments principaux sont le fer, l'arsenic et le soufre). Dégage au marteau une odeur alliée. Les formes des cristaux sont également très caractéristiques. Diffère de la löllingite (FeAs_2) par un poids spécifique plus faible. En masses granulaires ne peut être distinguée avec certitude des composés arséniés du nickel et du cobalt (smaltite, chloanthite, etc.) que par l'analyse chimique qualitative et par examen au microscope des surfaces polies avec essais microchimiques.

Examinée au chalumeau fond dans la flamme réductrice en dégageant une odeur alliée; laisse une perle métallique magnétique de couleur brun doré en cassure. En tube fermé, donne un abondant sublimé rouge de sulfure d'arsenic, puis un anneau d'arsenic métallique noir. Se décompose dans HNO_3 avec apparition de S et dégagement de As_2O_3 .

Origine et gisements. L'arsénopyrite est un minéral d'origine *hydrothermale*. C'est l'un des minéraux d'arsenic les plus répandus dans les gîtes endogènes.

Elle se forme principalement à haute température dans les gîtes hydrothermaux typiques, filoniens et métasomatiques. Elle cons-

titue souvent des gisements dont elle est le minéral métallifère essentiel. En tant que minéral accessoire on la rencontre dans les gisements les plus variés : stannifères, wolframifères, bismuthifères, cuprifères, plombifères, zincifères, etc. Parmi les minéraux non métallifères s'associant à elle, on observe le plus souvent le quartz, la tourmaline, les feldspaths, les micas, les carbonates, parfois le béryl, le topaze, etc.

Dans la zone d'oxydation l'arsénopyrite s'altère relativement vite en scorodite ($\text{Fe}^{+++}[\text{AsO}_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), qui se présente en masses terreuses meubles jaunâtres ou verdâtres (mêlée à des hydroxydes de fer elle acquiert une coloration marron ou brune).

En U.R.S.S., on connaît actuellement des dizaines de gisements où l'arsénopyrite est le minéral essentiel, présentant un intérêt industriel.

Parmi les nombreux autres gisements, citons celui de *Boliden* (Suède) où l'arsénopyrite est aurifère. L'or ne peut être entièrement extrait par concentration mécanique.

Importance pratique. Les minerais à arsénopyrite sont la principale matière première des différents composés d'arsenic. Ces derniers trouvent une application dans l'agriculture lors de la lutte contre les animaux nuisibles ainsi que dans l'industrie chimique (colorants, cuirs, etc.). La teneur limite d'exploitabilité des minerais est généralement de 5 à 6 %. Lors du traitement complexe des minerais polymétalliques l'arsenic peut être récupéré, en particulier à partir des gaz dégagés durant la fonte des minerais.

11. Groupe de la skuttérudite

Ce groupe comprend les arséniures de Ni et de Co, du type AX_3 ou AX_{3-2} formant des mélanges isomorphes, contenant également Fe en quantités notables. Tous ces minéraux cristallisent dans le système cubique.

Les études par la diffraction des rayons X montrent que la structure cristalline de ces minéraux diffère beaucoup de celle des minéraux du groupe précédent, bien qu'ils soient souvent des diarséniures par leur composition.

La structure cristalline typique de la skuttérudite (fig. 128) se présente en arrangement de quatre atomes d'arsenic As_4 se disposant aux sommets d'un carré. Ces groupements plans sont situés au milieu des arêtes et des faces et sont orientés parallèlement aux faces de la maille cubique. Chaque ion Co est entouré de six ions As. Il conviendrait d'écrire la formule cristallographique de la skuttérudite ainsi : $\text{Co}_4[\text{As}_4]_3$.

Il se trouve que la smaltite et la chloanthite possèdent des structures cristallines identiques malgré leur plus faible teneur en soufre. Seules les dimensions des mailles élémentaires de ces minéraux se sont révélées plus grandes que celles de la skuttérudite.

Il n'est donc pas étonnant que les propriétés physiques et chimiques de ces minéraux soient identiques. Afin d'éviter les répétitions nous donnerons plus loin une description commune des minéraux de ce groupe.

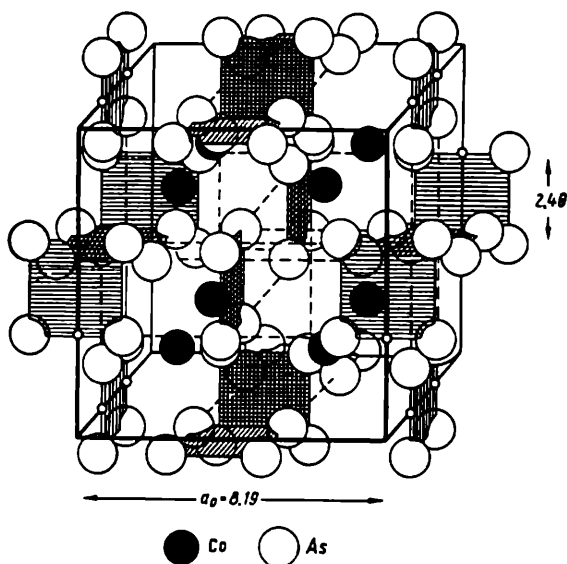


Fig. 128. Structure de la skuttérudite. Les groupements As_4 formant des carrés sont hachurés.

SKUTTÉRUDITE — CoAs_3 . Le nom de ce minéral vient de la région de Skutterud (en Norvège) où il a été découvert.

SMALTITE — CoAs_{3-x} , où $x = 0-0,5$. De l'italien « smalta » — peinture bleue au cobalt.

CHLOANTHITE — NiAs_{3-x} , où $x = 0,5-1,0$. Du grec « chloantes » — qui colore en vert, verdoyant. Il est probable que l'on pensait aux solutions colorées dans les acides en vert par les composés du nickel, ou bien aux produits d'oxydation verts de ce minéral (annabergite), par opposition aux arséniures de cobalt qui donnent des minéraux secondaires de teinte rose (érythrine).

Composition chimique. Variable. La concentration des différents éléments se modifie dans de très larges proportions (tabl. 5). Les analyses chimiques montrent que ces minéraux contiennent Cu, Bi, éventuellement Pb et Ag. Il est probable que la présence de ces éléments s'explique par des causes mécaniques.

Système cubique ; didodécaèdre, sym. $3L^24L^33PC$. Gr. sp. $Im\bar{3}(T_h)$. Les dimensions de la maille augmentent avec la teneur en Ni et en

Tableau 5

**Composition chimique des minéraux du groupe
de la skuttérudite en % pondéraux**

Eléments	Skuttérudite	Smaltite	Chloanthite
As	76,4-72,9	71,6-63,4	73,5-70,1
S	0-1,7	0-1,4	0-0,6
Co	20,5-10,8	24,1-13,8	3,6-6,3
Ni	0-9,4	1,0-15,0	21,2-14,5
Fe	0-5,8	1,2-7,3	2,8-5,2

Fe. $a_0 = 8,189$ (pour la skuttérudite), $8,24$ (pour la smaltite), $8,28$ (pour la chloanthite). Aspect des cristaux: cube, cubo-octaèdre, octaèdre. Se rencontrent en arborescences dendritiques et en masses granulaires compactes.

Couleur. Blanc argent, parfois à chatoiement gris ou panaché. **Trait** noir grisâtre. **Eclat** métallique. **Dureté** 5,5 à 6. Fragiles. **Cli-vage** apparent suivant $\{100\}$ et $\{111\}$. Cassure souvent conchoïdale. **P. sp.** 6,4 à 6,8. Conduisent l'électricité.

Caractères distinctifs. La détermination de ces minéraux par leurs caractères extérieurs présente de grandes difficultés, en particulier lorsqu'ils sont étroitement accolés à d'autres arséniures de nickel, de cobalt et de fer qui leur ressemblent. En masses compactes, leur aspect extérieur rappelle l'arsénopyrite, la löllingite, la gersdorffite, l'ullmannite, la safflorite et la rammelsbergite. Ils ne peuvent être déterminés avec certitude que par l'examen au microscope en surface polie, par analyse chimique et par l'étude radiocristallographique.

Examinées au chalumeau fondent avec une forte odeur alliée d'arsenic et donnent un globule magnétique. Les variétés riches en cobalt, en se décomposant dans HNO_3 , donnent une solution devenant rosâtre après chauffage. Dans les mêmes conditions, les variétés nickélifères donnent une solution jaune verdâtre.

Origine et gisements. Tous ces minéraux se rencontrent en paragenèse avec les autres arséniures de cobalt et de nickel dans les gisements *hydrothermaux* (du type Schneeberg) exclusivement.

La skuttérudite et la smaltite s'altèrent en érythrine ($\text{Co}_3[\text{AsO}_4]_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$) se présentant sous forme d'enduits de couleur rose, quant à la skuttérudite nickélifère et à la chloanthite, leur altération produit l'annabergite d'un vert vif ($\text{Ni}_3[\text{AsO}_4]_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$).

La skuttérudite accompagnée d'autres minéraux du cobalt a été rencontrée dans le gisement arsénico-cobaltifère d'*Ak-Djilga* (massif de l'Alaï, Kirghizie du Sud), ainsi que dans celui de

Nijni-Séimtchan (Nord-Est de la partie asiatique de l'U.R.S.S.) où elle est associée au glaucodot, à la cobaltine, l'arsénopyrite, la pyrrhotine et à d'autres minéraux des filons de quartz.

Parmi les gisements des autres pays, citons celui de Skutterud (Norvège) où la skuttérudite fut rencontrée pour la première fois associée à la cobaltine et au sphène dans des gneiss métallifères; celui de *Cobalt* (Etat d'Ontario, Canada) contenant, outre la skuttérudite et la skuttérudite nickélifère, la chloanthite et la smaltite associées à d'autres minéraux de cobalt, de nickel et d'argent: ceux, enfin, des Monts Métallifères: *Jachymov* (Tchécoslovaquie). *Schneeberg*, *Annaberg* (Saxe), etc.

Importance pratique. Ces minéraux se rencontrent parfois en quantités importantes avec d'autres arséniures de cobalt et de nickel et présentent alors un intérêt industriel certain.

Classe 2

SULFOSELS

Cette classe comprend des composés complexes chimiquement proches des composés salins. On les appelle sulfosels. Comme pour les oxydes, on y distingue des « sulfobases » et des « sulfoanhydrides » ou bien des cations et des complexes anioniques.

Malgré leur grande variété, les minéraux de cette classe sont constitués par un nombre limite d'éléments.

As_2S_3 , Sb_2S_3 et Bi_2S_3 jouent presque toujours le rôle de « sulfoanhydrides », c'est pourquoi ces composés sont appelés *sulfoarséniures*, *sulfoantimoniures* et *sulfobismuthures*.

Remarquons que Cu, Ag et Pb sont les seuls métaux des sulfobases entrant dans la composition des sulfosels de ces trois types, c'est-à-dire que les sulfosels de cuivre, d'argent et de plomb sont les plus répandus dans la nature. Eventuellement, on rencontre des sulfosels isolés de Tl, Hg et Fe. En mélanges isomorphes on ne signale en quantités notables que Zn et Mn.

Les sulfovanadates, les sulfoarséniates et les sulfoantimoniates de cuivre, c'est-à-dire les sulfosels dans lesquels V_2S_5 , As_2S_5 et Sb_2S_5 (ions pentavalents) jouent le rôle de sulfoanhydrides, se rencontrent également en petites quantités. La question de l'existence des sulfo-stannates et des sulfogermanates (avec Sn_2S et GeS_2) reste encore obscure.

La différence entre les sulfosels réside principalement dans le fait que dans des composés qualitativement semblables le rapport entre les sulfobases et les sulfoanhydrides est variable. Ainsi, par exemple, on connaît les sulfoantimoniures d'argent suivants: $12\text{Ag}_2\text{S} \cdot \text{Sb}_2\text{S}_3$; $9\text{Ag}_2\text{S} \cdot \text{Sb}_2\text{S}_3$; $5\text{Ag}_2\text{S} \cdot \text{Sb}_2\text{S}_3$; $3\text{Ag}_2\text{S} \cdot \text{Sb}_2\text{S}_3$; $\text{Ag}_2\text{S} \cdot \text{Sb}_2\text{S}_3$ et $\text{Ag}_2\text{S} \cdot 6\text{Sb}_2\text{S}_3$ ou bien en écrivant leur formule autrement: $\text{Ag}_{24}\text{Sb}_2\text{S}_{15}$, Ag_9SbS_8 , Ag_5SbS_4 , Ag_3SbS_3 , AgSbS_2 et $\text{Ag}_2\text{Sb}_{12}\text{S}_{19}$. Tous ces compo-

sés sont bien définis, se rencontrent en cristaux et possèdent des structures cristallines différentes.

De même que dans les sels oxygénés, les structures cristallines des sulfosels doivent différer de celles des sulfures simples par la nature des unités structurales : on doit trouver dans le réseau des groupements anioniques compacts, par exemple $[\text{SbS}_4]^{5-}$, $[\text{SbS}_3]^{3-}$, etc. Dans les structures cubiques et rhomboédriques des sulfosels dont les édifices sont les plus simples on a, en effet, décelé de tels groupements anioniques ayant la forme de tétraèdres obtus (semblables aux complexes anioniques $[\text{SO}_3]^{2-}$ des sulfites) $[\text{AsS}_3]^{3-}$ et $[\text{SbS}_3]^{3-}$ où As et Sb sont trivalents, par exemple dans la proustite (Ag_3AsS_3), la pyrargyrite (Ag_3SbS_3), la tétraédrite (Cu_3SbS_3), etc. On a également établi l'existence des groupements tétraédriques $[\text{VS}_4]^{3-}$, $[\text{AsS}_4]^{3-}$, $[\text{SbS}_4]^{3-}$, où V, As et Sb sont pentavalents. Par rapport aux complexes anioniques oxygénés, les complexes sulfoanioniques sont moins compacts, ce qui est probablement la conséquence d'un pouvoir polarisant moins élevé des cations As^{3+} , Sb^{3+} , Bi^{3+} , V^{5+} , As^{5+} , etc. Les propriétés physiques des sulfosels présentent quelques particularités. Comparés aux sulfures simples, ils sont moins durs (en particulier les sulfosels cristallisant dans les systèmes de symétries inférieures et ils constituent la majorité), se décomposent beaucoup plus facilement dans les acides, possèdent un faible pouvoir de réflexion. Toutes ces propriétés doivent, sans aucun doute, être liées à la structure cristalline de ces composés.

Pour classer les sulfosels, il est le plus logique de les diviser en grands groupes suivant les métaux des sulfobases et de procéder à la classification dans chacun des groupes ainsi obtenus sur la base de la composition des sulfoanhydrides. Ceci nous permet d'aboutir à la division suivante :

A. *Sulfosels de cuivre*, c'est-à-dire les composés du type $n\text{Cu}_2\text{S} \cdot X_2\text{S}_3$, où $X = \text{As}^{3+}$, Sb^{3+} et Bi^{3+} , et du type $3\text{Cu}_2\text{S} \cdot X_2\text{S}_5$, où $X = \text{V}^{5+}$, As^{5+} et Sb^{5+} . Ainsi, ce groupe comprendra les sulfoarséniures, les sulfoantimoniures et les sulfobismuthures de cuivre, ainsi que les sulfovanadates, les sulfoarséniates et les sulfoantimoniates de cuivre.

B. *Sulfosels d'argent* : $n\text{Ag}_2\text{S} \cdot X_2\text{S}_3$, où $X = \text{As}^{3+}$, Sb^{3+} et Bi^{3+} . Ce sont les sulfoarséniures, les sulfoantimoniures et les sulfobismuthures d'argent.

C. *Sulfosels de plomb* : $n\text{PbS} \cdot X_2\text{S}_3$, où $X = \text{As}^{3+}$, Sb^{3+} et Bi^{3+} . Ce sont les sulfoarséniures, les sulfoantimoniures et les sulfobismuthures de plomb.

1. Groupe de la tétraédrite

Les minéraux de ce groupe forment l'importante série isomorphe des cuivres gris cubiques¹, de formule générale A_3XS_3 ou $3\text{A}_2\text{S} \cdot X_2\text{S}_3$,

¹ Certains auteurs français désignent encore par le nom général de « cuivres gris » non seulement la série cubique hémédrique, isomorphe, dont les deux termes extrêmes sont la panabase (ou tétraédrite) et la tennantite, mais aussi la série

où $A_2 = Cu_2$, en partie Ag_2 , Cu , Zn , Fe , rarement Hg , et $X = As$ et Sb , rarement Bi (en quantités insignifiantes).

Conformément aux données radiocristallographiques, la formule plus précise s'écrit : $A_{12}X_4S_{13}$. Elle concorde parfaitement avec l'excès de soufre que montrent les analyses chimiques précises.

Suivant le sulfoanhydride dominant, on distingue, parmi ces composés, deux espèces minérales : la tennantite ($Cu_{12}As_4S_{13}$) et la tétraédrite ($Cu_{12}Sb_4S_{13}$). Les plus répandus dans la nature sont les cuivres gris dits « mélangés » de composition $Cu_{12}(As, Sb)_4S_{13}$.

La structure cristalline des cuivres gris est assez complexe et rappelle, dans l'ensemble, celle de la chalcoppyrite ou de la blende, mais avec des mailles élémentaires de dimensions doubles.

Toutes les espèces et variétés appartenant par leur composition au présent groupe, ont beaucoup de propriétés physiques communes, c'est pourquoi nous en donnerons, plus bas, une description générale.

TENNANTITE — $Cu_{12}As_4S_{13}$ ou $3Cu_2S \cdot As_2S_3$. Doit son nom au chimiste Tennant.

TÉTRAÉDRITE — $Cu_{12}Sb_4S_{13}$ ou $3Cu_2S \cdot Sb_2S_3$. Ce minéral a été ainsi nommé à cause de la forme de ses cristaux, forme que l'on retrouve couramment dans des cuivres gris de différente composition.

Composition chimique. On observe les variations de teneurs suivantes dans la composition des différents cuivres gris (en %) :

Cu	22-53	Hg	0-17,0	As	0-20,0
Ag	0-18	Ni	0-3,5	Sb	0-29,2
Zn	0-9	Co	0-4,2	Bi	0-4,5
					(13,07)
Fe	0-13	Mn	0-4,5	S	20,6-29,1

Variétés chimiques : la *freibergite*, tétraédrite riche en argent ; la *sandbergérite*, tennantite ou tétraédrite riche en zinc ; la *ferrotétraédrite* (jusqu'à 13,8% de fer) ; la *ferrotennantite*, etc.

Système cubique ; hexatétraèdre, sym. $3L_4^2 4L^3 6P$. Gr. sp. $I\bar{4}3m(T_d^3)$. $a_0 = 10,196$ (pour la tennantite) et $10,400$ (pour la tétraédrite). Dans la série isomorphe tennantite-tétraédrite, les dimensions de la maille élémentaire augmentent au fur et à mesure de la substitution de l'antimoine à l'arsenic et de l'argent au cuivre.

Les cristaux que l'on trouve dans les géodes sont de faciès tétraédrique (fig. 129) et présentent les combinaisons de formes : $\{111\}$.

orthorhombique, dimorphe de la précédente (famatinité, énargite) et ses termes plombeux, inconnus dans la série cubique (jordanite, ménéghinite). Pour certains auteurs, la jordanite est pseudo-orthorhombique (Lapadu-Hargues, *Précis de minéralogie*. Masson, Paris, 1954), pour A. Lacroix, elle est monoclinique. (N.d.T.)

{111}, {110}, {112}, {100}, etc. Se rencontre habituellement en masses compactes ou en inclusions granulaires informes. Les macles sont fréquentes suivant (111), plus rarement suivant (100).

Structure cristalline. Elle est caractérisée par le fait que la moitié du nombre total des ions est tétracoordonnée (comme la blende), l'autre moitié ayant la coordinence 3 (c'est-à-dire que le quatrième sommet manque). Les cations As (ou Sb) sont entourés de trois ions S.

Couleur. Gris acier à noir de fer (variétés riches en Fe). Le trait est de la même couleur, mais possède parfois une nuance brune ou même rouge cerise (pour la tennantite). Opaque. Eclat métallique ou submétallique.

Dureté 3-4. Fragile. Ne présente pratiquement aucun clivage. **P. sp.** 4,4 à 5,4. Les variétés arsénieuses ont un poids spécifique moindre que les variétés antimonieuses. **Autres propriétés.** Conduit faiblement l'électricité.

Caractères distinctifs. Est caractérisée par sa cassure terne et sa fragilité (le couteau ne laisse pas de trace brillante qui est au contraire « poussièreuse », rappelant en cela la chalcosine et de l'argentite dont certains caractères sont communs aux cuivres gris). Par sa couleur et sa fragilité elle ressemble également à la bournonite (CuPbSbS_3), moins dure et d'un éclat un peu plus vif.

Examinés au chalumeau sur le charbon, les cuivres gris fondent en donnant un résidu métallique et des fumées de As_2O_3 et de Sb_2O_3 . Le dépôt métallique fournit la réaction spécifique du cuivre et fréquemment celle du fer. Se décomposent dans HNO_3 avec séparation de soufre et de Sb_2O_3 . Leur comportement vis-à-vis des réactifs est fonction de leur composition.

Origine et gisements. Les cuivres gris, et en particulier la tétraédrite, sont des minéraux relativement répandus dans les différents types de gîtes cuprifères *hydrothermaux*. On les trouve en petites quantités dans des minerais de composition très variée. Le plus souvent, ils forment des paragenèses avec la chalcoppyrite, plus rarement avec la blende, la galène, la pyrite, l'arsénopyrite, la bournonite et avec d'autres minéraux.

Se décomposent facilement lors de l'altération des gisements en donnant différents produits: covelline, malachite, azurite, limonite; l'arsenic donne naissance à la scorodite ($\text{Fe}[\text{AsO}_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) et l'antimoine, à ses oxydes et hydroxydes.

Les cuivres gris sont largement répandus en U.R.S.S. On les rencontre dans tous les gîtes cuprifères et plombo-zincifères, mais les accumulations importantes sont rares. Les gisements très riches en cuivres gris sont signalés à *Blagodatnyé Roudniki*. Les cuivres

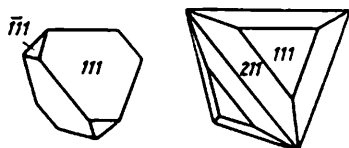


Fig. 129. Cristaux de tétraédrite.

gris y correspondent aux zones fortement aurifères. L'antimoine et l'arsenic entrent dans leur composition. Ils sont principalement associés à la pyrite, à la chalcopyrite et partiellement à la galène. De beaux cristaux de tétraédrite se rencontrent dans les géodes du gisement aurifère de *Bérézovo*. On trouve des cristaux de tennantite dans les fissures de nombreux gîtes de sulfures métalliques de l'Oural Moyen.

Importance pratique. On ne rencontre pas de gisements importants de cuivres gris. Ils sont parfois exploités comme minerais de cuivre, en même temps que les sulfures. Le grillage des minerais de cuivre à tennantite provoque la volatilisation de l'arsenic, impureté gênante, éliminée sous forme d' As_2O_3 dans les fumées. Il se produit, évidemment, la même chose pour l'arsénopyrite, l'énargite et les autres composés arséniés que contiennent les minerais en petites quantités. Si la production est importante, cet « arsenic gazeux » est recueilli dans le but de « désintoxiquer », d'épurer les produits de sublimation, ce qui permet de récupérer des quantités importantes de cette matière première.

2. Groupe de l'énargite

Ce groupe comprend les composés du type Cu_3XS_4 ou $3\text{Cu}_2\text{S} \cdot \text{X}_2\text{S}_5$, où $\text{X} = \text{V}, \text{As}$ et Sb , c'est-à-dire des éléments pentavalents. Nous n'examinerons que l'énargite.

ÉNARGITE — Cu_3AsS_4 . Du grec « énérgis » — net (il est probable que l'on pensait aux clivages très nets de ce minéral).

Composition chimique. Cu 48,3 %, As 19,1 %, S 32,6 %. Contient: Sb (jusqu'à 6,5 %), Fe (jusqu'à 5,7 %), et des quantités infimes de Pb, Zn et Ag (dont la présence est probablement due à des inclusions de minéraux étrangers).

Système orthorhombique; bipyramide orthorhombique, sym. $3L^23PC$. Gr. sp. $Pnm(C_{2v}^7)$. $a_0 = 6,46$; $b_0 = 7,43$; $c_0 = 6,18$. Cristaux généralement en baguettes et à faces striées verticalement, plus rarement, en tablettes; ils présentent les combinaisons des formes suivantes: $\{110\}$, $\{001\}$, $\{100\}$, $\{010\}$, etc. Se rencontre généralement en masses granulaires compactes et en mouchetures. **Structure cristalline.** Ressemble à celle de la wurtzite et est considérée comme étant pseudo-hexagonale.

Couleur. Gris acier à noir de fer. **Trait** noir grisâtre. **Opaque.** **Éclat** submétallique, vif.

Dureté 3,5. **Fragile.** **Clivage** parfait suivant $\{110\}$, assez net suivant $\{010\}$. **P. sp.** 4,4 à 4,5. **Autres propriétés.** Conduit faiblement l'électricité.

Caractères distinctifs. Par son aspect extérieur ressemble surtout à la blende noire, dont elle se distingue par son clivage qui n'est parfait que suivant une seule direction, et son éclat plus vif.

Examinée au chalumeau sur le charbon, fond en donnant un enduit d' As_2O_3 et, en présence de soude, un globule de cuivre métallique. Soluble dans HNO_3 avec apparition de soufre venant surnager à la surface.

Origine et gisements. Se rencontre parfois en masses importantes dans les gisements cuprifères *hydrothermaux* où elle est associée aux cuivres gris, à la chalcoppyrite, la galène, la pyrite et à d'autres minéraux.

La tennantite constitue souvent des pseudomorphoses en énargite, appelée « énargite verte ». En comparant les formules chimiques de ces minéraux, on voit qu'au cours de ce processus, se déroulant dans les conditions endogènes, il se produit seulement une transformation d' As_2S_5 en As_2S_3 .

Dans la zone d'oxydation l'énargite s'altère facilement en analachite, azurite, olivénite (arséniate de cuivre) et en d'autres minéraux secondaires.

En U.R.S.S., l'énargite ne se rencontre qu'en faibles quantités et ne constitue dans les gisements qu'un minéral accessoire. Ailleurs, parmi les gisements où elle se rencontre en accumulations exploitables, citons : *Butte* (Etat du Montana, U.S.A.), *Chukikamata* (Chili), *Tsumeb* (Sud-Ouest Africain), etc.

Importance pratique. Si l'énargite se rencontre en quantités importantes, elle peut être exploitée comme minerai de cuivre et d'arsenic.

3. Groupe de la bournonite

Ce groupe comprend les sulfosels doubles de cuivre et de plomb du type CuPbXS_3 : la bournonite et l'aïkinite.

BOURNONITE — CuPbSbS_3 . Synonyme: berthonite.

Composition chimique. Cu 13,0 %, Pb 42,5 %, Sb 24,7 %, S 19,8 %. Contient: Fe (jusqu'à 5 %), Ag (jusqu'à 3 %), traces de Zn et Mn.

Système orthorhombique; bipyramide orthorhombique, sym. $3L_23PC$. Gr. sp. $Pnmm(D_{2h}^{12})$. $a_0 = 8,19$; $b_0 = 8,67$; $c_0 = 7,74$. Les cristaux bien formés ne se rencontrent que dans les géodes et sont souvent pseudo-quadratiques ou en tablettes épaisses (fig. 130); les faces observées appartiennent aux formes suivantes: {001}, {010}, {100}, {011}, {110}, etc. Les macles suivant (110) sont fréquentes. Les associations en croix ou annulaires sont courantes (c'est pourquoi dans l'ancienne littérature minéralogique russe on appelait la bournonite « roues dentées »). Se rencontre habituellement en grains informes ou en masses compactes. **Structure cristalline.** N'a pas encore été l'objet d'une étude détaillée.

Couleur. Gris d'acier à gris de plomb, souvent à chatoiement mordoré (sur les faces des cristaux). **Trait** gris. Opaque. **Eclat** métallique.

Dureté 2,5 à 3. **Fragile**. **Clivage** moyen suivant {010}. **P. sp.** 5,7 à 5,9. **Autres propriétés.** Ne conduit pas l'électricité.

Caractères distinctifs. Par son aspect extérieur ressemble aux cuivres gris, mais possède un éclat plus vif.

Examinée au chalumeau sur le charbon, en présence de soude, fond en donnant un globule noir qui, totalement débarrassé du plomb qu'il contient (par chauffage intensif, exécuté avec précaution dans l'acide borique fondu), fournit un résidu de cuivre métallique.

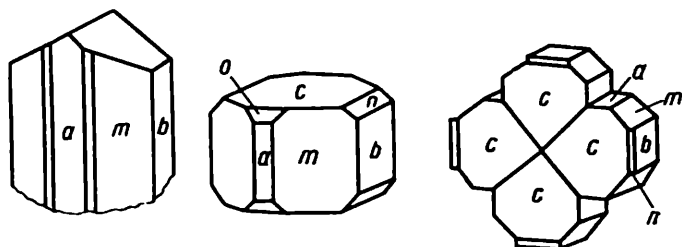


Fig. 130. Cristaux et macle de bournonite:
 a {100}, n {011}, m {110}, b {010}, c {001}, o {101}.

Ce même globule noir fortement chauffé en présence de KI donne un enduit jaune-vert de PbI_2 . Soluble dans HNO_3 avec séparation de S et de Sb_2O_3 .

Origine et gisements. Se rencontre dans les gisements plombo-antimonifères *hydrothermaux*. Est habituellement étroitement associée à la tétraédrite et à la galène et se présente parfois en franges à la limite commune de ces deux minéraux.

Elle se décompose facilement dans la zone d'oxydation où elle peut donner naissance à la malachite, à la cérusite ($PbCO_3$) et à des oxydes d'antimoine.

En U.R.S.S., la bournonite se rencontre en quantités notables dans les filons de quartz des *Monts Nagolny* (Ukraine) où elle est associée à la galène, aux cuivres gris, à la boulangérite, la jamesonite, etc., et dans le gisement aurifère de *Darassoun* (Transbaïkalie Orientale) où on la trouve dans des minerais à cuivre gris, à galène, etc.

On la rencontre également en masses plus importantes à *Pfibram* (Tchécoslovaquie), à *Klaustal* et *Andreasberg* dans le Hartz (Allemagne) et dans de nombreux gisements des U.S.A., du Mexique, du Pérou, du Chili, etc.

Importance pratique. Des accumulations importantes de bournonite présentent un intérêt industriel comme minéral de plomb et de cuivre.

AIKINITE — $CuPbBiS_3$. A été découverte dans l'Oural, près de Sverdlovsk, au début du siècle dernier. Synonyme: patrinite.

Composition chimique. Cu 11,0 %, Pb 36,0 %, Bi 36,2 %, S 16,8 %. Contient Te et Au (ce dernier en inclusions).

Système orthorhombique; bipyramide orthorhombique, sym. $3L^23PC$. Gr. sp. $Pnmm(D_{2h}^{13})$. $a_0 = 11,364$; $b_0 = 11,832$; $c_0 = 8,05$. S'observe souvent en cristaux aciculaires ou en bâtonnets formant des excroissances dans le quartz et éventuellement en masses compactes. Les faces des cristaux portent fréquemment des stries verticales bien nettes.

Couleur. Gris de plomb à gris d'acier; présente souvent des irisations brunâtres ou marron. **Trait** noir grisâtre, brillant. Opaque. **Eclat** métallique.

Dureté 2 à 2,5. Fragile. **Clivage** moyen selon {010}. **P. sp.** 6,1 à 6,7.

Caractères distinctifs. Ce minéral est caractérisé par ses cristaux aciculaires ou en bâtonnets, mais il est difficile à reconnaître sans les réactions caractéristiques de Bi, Pb et Cu.

Examiné au chalumeau fond aisément en fumant. Au cours de l'opération, le charbon se recouvre d'un enduit blanc et jaune. Laisse un résidu métallique qui donne difficilement un globule de cuivre métallique dans l'acide borique fondu. Fournit avec KI la réaction caractéristique de Bi. Soluble dans HNO_3 avec apparition de $PbSO_4$ et de soufre.

Origine et gisements. C'est un minéral rare. Il se rencontre dans les filons de quartz d'origine *hydrothermale* en association avec la pyrite, la chalcoppyrite, les cuivres gris, la galène, l'arsénopyrite, l'or natif, parfois la scheelite, la wolframite et d'autres minéraux.

Les cristaux aciculaires ou en bâtonnets sont bien connus dans le quartz cristallin transparent ou semi-transparent du gisement aurifère de *Bérézovo* (Oural). Là, on l'observe souvent en paragenèse avec la galène, les cuivres gris, la pyrite, la chalcoppyrite et souvent l'or natif.

L'aïkinite est instable dans la zone d'oxydation où elle s'altère en ocres bismuthifères ou plombifères donnant des masses terreuses de couleur jaune ou jaune verdâtre.

Importance pratique. L'aïkinite n'a, par elle-même, qu'un intérêt minéralogique. Dans le gisement de *Bérézovo* sa présence dans les filons est un indice sûr de l'existence de l'or.

4. Groupe de la proustite

Le présent groupe comprend les sulfoarséniures et les sulfoantimoniures d'argent du type Ag_3XS_3 , où $X = As$ et Sb .

Parmi eux, les plus répandus sont la proustite et la pyrargyrite¹. Bien que ces deux minéraux possèdent une formule chimique identique et appartiennent à la même classe de symétrie, il n'en résulte pas moins, à en juger par les résultats des analyses chimiques, qu'ils ne forment pas une série continue de mélanges isomorphes. Ces deux

¹ Ce sont les *argents rouges* de la nomenclature française. (*N.d.T.*)

composés ne sont miscibles en toutes proportions qu'à haute température, comme cela a été démontré expérimentalement.

Nous décrirons également ici les sulfosels d'argent rares : la stéphanite et la polybasite.

PROUSTITE — Ag_3AsS_3 . Ce minéral a été ainsi nommé en l'honneur du chimiste Proust qui établit le premier que les argents rouges arsénieux et antimonieux existent séparément.

Composition chimique. Ag 65,4 %, As 15,2 %, S 19,4 %. Les analyses montrent les variations de teneurs suivantes : Ag 63,4 à 67,6 %, As 12,3 à 20,2 % et S 13,1 à 20,2 %.

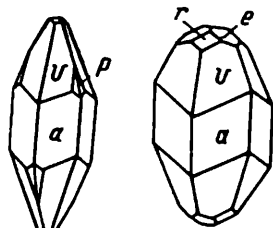


Fig. 131. Cristaux de proustite: α $\{11\bar{2}0\}$, r $\{21\bar{3}1\}$, r $\{10\bar{1}1\}$, e $\{0112\}$, p $\{15\bar{6}2\}$, u $\{10\bar{1}4\}$.

Système rhomboédrique; pyramide ditrigonale, sym. L^33P . Gr. sp. $R3C(C_{3v}^6)$. $a_0 = 10,77$; $c_0 = 8,67$. **Structure cristalline.** Les complexes AsS_3 occupent les sommets et le centre de la maille rhomboédrique. Ces complexes ont la forme d'une pyramide basse dont le sommet est occupé par As. Les sommets de toutes les pyramides sont alignés suivant l'axe ternaire. **Aspect des cristaux :** scalénoèdres et rhomboèdres aigus (fig. 131).

Formes principales : prisme hexagonal $\{11\bar{2}0\}$ et pyramides ditrigonales $\{21\bar{3}1\}$, $\{11\bar{2}4\}$, etc. Les faces du prisme portent des stries obliques, caractéristiques. Le plus souvent s'observe en mouchetures, éventuellement en masses compactes.

Couleur. Rouge vif (semblable à celle du cinabre). **Trait** rouge vif. Semi-transparent. **Éclat** vif, adamantin. En lumière de Li : $Nm = 3,088$, $Np = 2,792$.

Dureté 2 à 2,5. Fragile. **Clivage** net suivant $\{10\bar{1}1\}$. Cassure conchoïdale. P. sp. 5,57 à 5,64. **Autres propriétés.** Ne conduit pas l'électricité.

Caractères distinctifs. Très difficile à distinguer extérieurement de la pyrargyrite. En règle générale, un peu plus claire que cette dernière. Cristaux moins riches en faces que ceux de la pyrargyrite. Mais ces deux minéraux diffèrent principalement par leur teneur en As et Sb.

La miargyrite (AgSbS_2), le cinabre, la cuprite (Cu_2O) et la zincite (ZnO) ressemblent également à la proustite par leur couleur et leur éclat. La miargyrite non cristalline diffère de la pyrargyrite seulement par le rapport As : Sb que seule l'analyse chimique permet de déterminer. Le cinabre se distingue par son comportement au chalumeau (il se volatilise totalement). La cuprite est caractérisée par ses cristaux en octaèdres, son trait rouge-brun ainsi que par sa paragenèse avec le cuivre natif et d'autres minéraux de cuivre. La zincite possède une rayure jaune-orangé et une dureté élevée (4 à 4,5).

Examinée au chalumeau fond aisément en dégageant une odeur d'arsenic et en donnant un enduit d' As_2O_3 et de Sb_2O_3 en cas de présence d'antimoine. Après addition de soude, le résidu fournit de l'argent métallique dans la flamme réductrice. Soluble dans HNO_3 avec apparition de S et d' As_2O_3 (Sb_2O_3 pour la pyrargyrite).

Origine et gisements. La proustite est répandue dans les filons *hydrothermaux* plombo-zinco-argentifères (formation dite « quartzocalcitique noble »). On la rencontre parmi les minéraux formés au cours des derniers stades des processus hydrothermaux, souvent avec la pyrargyrite. En paragenèse avec ces minéraux on trouve très souvent la galène, parfois l'argent natif et différents sulfoarséniures et sulfoantimoniures de plomb, d'argent et de cuivre. Dans certains gisements ils sont associés aux arséniures de nickel et de cobalt.

Dans la zone d'oxydation la proustite et la pyrargyrite se décomposent. Leur altération donne parfois naissance à l'argent natif et à l'argentite. Toutefois, l'argent peut migrer sous la forme d' Ag_2SO_4 instable surtout en présence d'acide sulfurique libre et de sulfate ferrique. L'enrichissement en argent des niveaux inférieurs de la zone d'oxydation des gisements a été maintes fois observé.

Dans les gisements plombo-zincifères de l'U.R.S.S., la proustite et la pyrargyrite se rencontrent principalement sous forme d'inclusions microscopiques que l'on observe en surfaces polies. Elles sont particulièrement fréquentes dans plusieurs gisements de l'Ouest de la région de *Verkhoïansk* : Bézymiïnskoïé, Verkhné-Endybal'skoïé, Bérézinskoïé, etc.

Dans les autres pays, les gisements les plus riches en proustite et en pyrargyrite sont ceux du Mexique (Zacatecas, Guanajuato, etc.), du Chili, du Pérou, de la Bolivie, etc.

Importance pratique. La proustite et la pyrargyrite figurent parmi les minéraux argentifères les plus répandus et sont d'importants minerais d'argent. L'argent est récupéré lors de la fonte de la galène obtenue par fractionnement des minerais plombo-zincifères.

PYRARGYRITE — Ag_3SbS_3 . Du grec « pyros » — feu et « argyros » — argent. Synonyme : argent rouge antimonial (fig. 132).

Les propriétés physiques de ce minéral sont, dans l'ensemble, analogues à celles de la proustite, décrites plus haut. Nous examinons les caractères distinctifs de la pyrargyrite vis-à-vis de la proustite. En lumière réfléchie, la couleur de la pyrargyrite varie du rouge sombre au noir de fer; en fragments et aux angles les cristaux de pyrargyrite sont translucides. Le trait est rouge-pourpre très foncé. P. sp. 5,77 à 5,86 (plus élevé que celui de la prous-

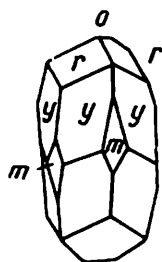


Fig. 132. Cristal de pyrargyrite:
o {0001}, r {10 $\bar{1}$ 1},
m {1 $\bar{0}$ 10}, y {3 $\bar{2}$ 51}.

tite). Pour les autres caractères distinctifs, voir plus haut (proustite).

A l'état naturel, se rencontre dans les mêmes conditions que la proustite, mais principalement avec les minéraux antimoniaux.

STÉPHANITE — Ag_5SbS_4 ou $5\text{Ag}_3\text{S} \cdot \text{Sb}_2\text{S}_3$. Teneur en Ag: 68,5 %. Système orthorhombique. Se rencontre en cristaux prismatiques courts et en masses compactes.

Couleur. Noir grisâtre. Trait noir. Eclat métallique. Dureté 2 à 2,5. Fragile. Clivage moyen suivant {010}. P. sp. 6,2 à 6,3.

Examinée au chalumeau fond en décrépitant et laisse sur le charbon un enduit de Sb_2O_3 . En présence de soude donne un globule d'argent métallique. Se décompose dans HNO_3 dilué en donnant naissance à S et Sb_2S_3 .

Se rencontre généralement en très petites quantités avec d'autres minéraux d'argent dans les filons hydrothermaux. A été décrite dans les gisements de Saxe et du Hartz (Allemagne), du Mexique et en d'autres endroits.

POLYBASITE — $(\text{Ag}, \text{Cu})_{10}\text{Sb}_2\text{S}_{11}$ ou $8(\text{Ag}, \text{Cu})_2\text{S} \cdot \text{Sb}_2\text{S}_3$. Teneur en Ag: 62,1 à 74,9 %, en Cu: 3 à 10 %. Système monoclinique. S'observe en tablettes ou en prismes trapus pseudo-hexagonaux.

Couleur noir grisâtre. Trait noir à reflet rougeâtre. Eclat métallique. Dureté 2 à 3. Clivage suivant {001}. P. sp. 6,27 à 6,33.

Examinée au chalumeau sur le charbon fond très facilement en donnant un globule métallique, et en laissant un enduit de Sb_2S_3 avec dégagement de fumée. Fondue avec le phosphate ammoniacosodique donne une perle bleu verdâtre (cuivre).

Se rencontre parmi les autres sulfosels d'argent en filons hydrothermaux de basses températures dans les régions suivantes: Jachymov et Příbram (Tchécoslovaquie), Semniz (Hongrie), Zacatecas, Guanajuato et Durango (Mexique), etc.

5. Sulfosels de plomb

Ces composés sont principalement représentés par les sulfoarséniures, les sulfoantimoniures et les sulfobismuthures de plomb. Ils se comportent différemment des sulfosels de cuivre et d'argent et ne se combinent que rarement à eux. La composition chimique d'un grand nombre d'entre eux ne peut encore être considérée comme définitivement établie.

Nous n'examinerons que deux minéraux: la boulangérite et la jamesonite.

BOULANGÉRITE — $\text{Pb}_5\text{Sb}_4\text{S}_{11}$ ou $5\text{PbS} \cdot 2\text{Sb}_2\text{S}_3$.

Composition chimique. Pb 55,4 %, Sb 25,7 %, S 18,9 %. La teneur en plomb varie de 54 à 58 %; une partie de ce métal est

quelquefois due aux inclusions mécaniques de galène. Contient éventuellement jusqu'à 1 % de Cu.

Système monoclinique; prisme rhombique, sym. L^2PC . Les cristaux sont extrêmement rares. Se rencontre habituellement en amas finement grenus ou en masses fibreuses et enchevêtrées.

Couleur. Gris de plomb à noir de fer. **Trait** noir grisâtre à reflet marron. Opaque. **Eclat** métallique.

Dureté 2,5 à 3. Fragile. **Clivage** moyen suivant {100}. P. sp. 6,23.

Caractères distinctifs. La boulangérite est généralement reconnaissable à ses amas de fines fibres et la coloration marron de son trait. Cependant, seules l'analyse chimique et l'étude aux rayons X permettent de la distinguer d'une manière certaine d'autres sulfoantimoniures de plomb se rencontrant moins fréquemment.

Examinée au chalumeau fond aisément. Sur le charbon, en présence de soude, donne un résidu de plomb métallique et un épais enduit blanc de Sb_2O_3 au voisinage de l'endroit essayé. Soluble dans HNO_3 et dans HCl bouillant.

Origine et gisements. Se rencontre dans les gîtes plombo-zincifères *hydrothermaux* où elle est accompagnée de sulfoantimoniures de plomb et de cuivre, de galène, de blende, de pyrite, d'arsénopyrite, etc.

Dans la zone d'oxydation elle s'altère facilement en cérusite $PbCO_3$ et en hydroxydes d'antimoine. En U.R.S.S., se rencontre dans les *Monts Nagolny* (Ukraine) en association avec la blende, la galène, la bournonite, les cuivres gris et d'autres minéraux; dans de nombreux gisements de la région de Nertchinsk (Transbaïkalie Orientale): *Algatchinskoïé* (en quantités importantes), *Klitchkinskoïé*, *Darassounskoïé*, etc.

Importance pratique. Si les accumulations de boulangérite sont importantes, elles peuvent être exploitées comme minerais de plomb.

JAMESONITE — $Pb_4FeSb_6S_{14}$ ou $4PbS \cdot FeS \cdot 3Sb_2S_3$. La variété non ferrière est appelée *plumosite*.

Composition chimique. Elle n'est pas toujours rigoureusement conforme à la formule. Contient: Pb 40 à 50 %, Fe jusqu'à 10 %, Sb environ 30 %, S environ 20 %. On y décèle souvent la présence de cuivre, de zinc et d'argent.

Système monoclinique. Se rencontre souvent en cristaux aciculaires ou filiformes. On l'observe parfois à l'intérieur de cristaux de quartz, de blende et d'autres minéraux se formant plus tardivement dans les géodes.

Couleur. Gris de plomb. **Trait** noir grisâtre. Les faces présentent parfois des chatoiements gris bleuâtre. **Eclat** métallique.

Dureté 2 à 3. Fragile. Cassure irrégulière. **Clivage** moyen suivant {001}. P. sp. 5,5 à 6,0.

Caractères distinctifs. A l'œil nu il est impossible de la distinguer des autres sulfoantimoniures de plomb qui se présentent en cristaux aciculaires. Pour une détermination précise, l'analyse chimique et l'étude aux rayons X sont nécessaires.

Examinée au chalumeau fond. Laisse un globule de plomb métallique sur le charbon. En présence de soude donne un enduit de Sb_2O_3 . Facilement soluble dans HNO_3 .

Origine et gisements. Se rencontre assez rarement dans les druses des gisements plombo-zincifères *hydrothermaux* où elle est associée au quartz, à la galène, parfois à la blende et à d'autres minéraux. En U.R.S.S., on l'a décrite dans les gisements des *Monts Nagolny* (Ukraine) en association avec la calcite, à *Darassounskoïé* (Transbaïkalie) et en d'autres endroits. Ailleurs, elle a été rencontrée en grandes quantités à Zimapana (Mexique).

COMPOSÉS HALOÏDES (HALOGÉNURES)

Remarques générales. A partir de ce type de composés, nous allons avoir affaire à des minéraux dont les propriétés diffèrent fortement de celles des espèces examinées jusqu'à présent. Ce seront

	H ¹																						
He ²	Li ³	Be ⁴	B ⁵	C ⁶	N ⁷	O ⁸	F ⁹																
Ne ¹⁰	Na ¹¹	Mg ¹²	Al ¹³	Si ¹⁴	P ¹⁵	S ¹⁶	Cl ¹⁷																
Ar ¹⁸	K ¹⁹	Ca ²⁰	Sc ²¹	Ti ²²	V ²³	Cr ²⁴	Mn ²⁵	Fe ²⁶	Co ²⁷	Ni ²⁸	Cu ²⁹	Zn ³⁰	Ga ³¹	Ge ³²	As ³³	Se ³⁴	Br ³⁵						
Kr ³⁶	Rb ³⁷	Sr ³⁸	Y ³⁹	Zr ⁴⁰	Nb ⁴¹	Mo ⁴²	Tc ⁴³	Ru ⁴⁴	Rh ⁴⁵	Pd ⁴⁶	Ag ⁴⁷	Cd ⁴⁸	In ⁴⁹	Sn ⁵⁰	Sb ⁵¹	Te ⁵²	I ⁵³						
Xe ⁵⁴	Cs ⁵⁵	Ba ⁵⁶	Tl ⁵⁷⁻⁷¹	Hf ⁷²	Ta ⁷³	W ⁷⁴	Re ⁷⁵	Os ⁷⁶	Ir ⁷⁷	Pt ⁷⁸	Au ⁷⁹	Hg ⁸⁰	Tl ⁸¹	Pb ⁸²	Bi ⁸³	Po ⁸⁴	At ⁸⁵						
Rn ⁸⁶	Fr ⁸⁷	Ra ⁸⁸	Ac ⁸⁹	Th ⁹⁰	Pa ⁹¹	U ⁹²																	

Fig. 133. Eléments donnant des composés halogènes (en caractères gras).

surtout des minéraux à liaison typiquement ionique, ce qui leur confère des propriétés totalement différentes. Les plus représentatifs sont les halogénures des métaux.

Du point de vue chimique, ces minéraux sont les sels des acides HF, HCl, HBr et HI. Par conséquent, on distingue: les *fluorures*, les *chlorures*, les *bromures* et les *iodures*. De plus, il existe des sels hydratés et des composés plus complexes, contenant des anions oxygénés supplémentaires: $[\text{OH}]^-$, O^{2-} , parfois $[\text{SO}_4]^{2-}$ et $[\text{IO}]^-$. Ce sont les composés dits oxyhalogénures faisant transition avec les oxydes.

Comme le montre le tableau (fig. 133), les principaux éléments entrant dans la composition des sels haloïdes, contrairement à ceux

des minéraux que nous avons examinés jusqu'à présent, figurent dans la moitié gauche du tableau de Mendéléev, surtout dans les groupes I et II. Les composés haloïdes des métaux lourds jouent, au contraire, un rôle insignifiant en minéralogie, et ne se forment naturellement que dans des conditions particulières.

Caractères cristallochimiques des sels haloïdes. Seules les structures cristallines de quelques composés simples, anhydres, du type AX et AX_2 cristallisant dans le système cubique, ont été étudiées de manière exhaustive. Ces études ont permis d'établir que les halogénures des métaux légers sont caractérisés par une structure à liaisons typiquement *hétéropolaires* (ioniques), alors que dans les composés des métaux lourds, à cations se caractérisant par une forte polarisation, ce sont les liaisons *homopolaires* (de covalence) ou du type transitoire qui assurent la cohésion entre les ions. Les propriétés physiques de ces minéraux sont également en concordance avec la nature des liaisons.

Etant donné que les halogénures à liaison typiquement ionique comportant des cations des métaux légers, faiblement chargés, à grand rayon ionique et, par conséquent, possédant un faible pouvoir polarisant, il est naturel de s'attendre que ces minéraux soient transparents, incolores (les couleurs observées sont généralement allochromatiques) et de faibles poids spécifiques. Pour les mêmes raisons, il n'est pas étonnant que de nombreux halogénures soient instantanément solubles dans l'eau, possèdent de faibles indices de réfraction et, par voie de conséquence, un faible éclat vitreux.

Quant aux cations des métaux lourds à enveloppe électronique formée de 18 électrons (Cu, Ag, etc.) qui ont tendance à conférer une polarisation relativement forte aux anions voisins et à former des structures cristallines à liaisons de covalence, ils donnent des halogénures aux propriétés sensiblement différentes: poids spécifiques élevés, très souvent faible coloration idiochromatique, indices de réfraction élevés, éclat adamantin, faible solubilité, etc.

Examinons maintenant les propriétés qui dépendent des principaux anions des halogénures: F^- , Cl^- , Br^- et I^- .

Notons tout d'abord que les dimensions de F^- sont sensiblement différentes de celles des autres anions, comme on le voit en comparant les rayons ioniques (en Å):

F^-	Cl^-	Br^-	I^-
1,33	1,81	1,96	2,19

Ce fait a une grande influence sur l'affinité du fluor pour les différents cations auxquels il peut se combiner (en accord avec la coordinence et le type de structure cristalline), sur la stabilité des composés formés et, par conséquent, sur leurs propriétés chimiques et physiques. Ce n'est pas par hasard que la majeure partie du fluor

de l'écorce terrestre est combinée à Ca et partiellement à Al et Si (avec lesquels il forme des sels doubles), alors que le brome, l'iode et le chlore (qui est de loin le plus répandu des halogènes) se combinent surtout à Na, K, (Rb), (Cs) et Mg (sous forme de sels hydratés). A la différence des chlorures, des bromures et des iodures de métaux lourds (Au, Ag, Hg, etc.) qui se rencontrent à l'état naturel, on ne connaît pas de fluorures naturels de ces métaux. Les chlorures des métaux légers sont très solubles dans l'eau, tandis que la plupart des fluorures des mêmes éléments le sont très peu. Le tableau 6 montre les différences de solubilité que présentent ces composés.

Tableau 6

Solubilité des halogénures dans l'eau à 18°
(en moles par litre de solution saturée)

Anions	Cations							
	Li	Na	K	Mg	Ca	Sr	Ba	Pb ²⁺
F	0,11	1,06	12,4	0,02	0,03	0,001	0,03	0,003
Cl	13,1	5,42	3,9	5,1	5,4	3,0	1,7	0,05
Br	12,6	6,9	4,6	4,6	5,2	3,4	2,9	0,02
I	8,5	8,1	6,0	4,1	4,8	3,9	3,8	0,02

Les températures de fusion et d'ébullition des fluorures sont de beaucoup plus élevées que celles des chlorures des mêmes métaux. Par exemple, la température d'ébullition de SnF_4 est de 705°, celle de SnCl_4 de 114°. Le fluorure d'aluminium AlF_3 bout à plus de 1 000° et le chlorure AlCl_3 à 81° seulement, etc.

Comportement des halogènes dans la nature. Les propriétés géochimiques de F, Cl, Br et I, qui se manifestent par leurs réactions aux différents processus géologiques, présentent beaucoup d'intérêt.

Les processus magmatiques ne sont pas propices à une concentration notable de ces éléments. Les anions F et Cl n'entrent qu'accessoirement dans la composition de divers minéraux principalement des silicates et des phosphates (surtout dans les pegmatites et les formations pyrométasomatiques). La majeure partie de ces éléments passe probablement sous forme de composés métalliques volatils, dans les eaux hydrothermales. La présence, parfois en grandes quantités, de HCl et de HF dans les émanations gazeuses des volcans montre que le chlore et le fluor figurent réellement parmi les produits volatils des magmas. Par exemple en Ataska, dans la vallée dite des « Dix mille fumées », on a établi par calcul que 1,25 million de tonnes de HCl gazeux et 0,2 million de tonnes de HF ont été dégagés en même temps que des vapeurs d' H_2O , au cours de l'année 1919.

La fluorine CaF_2 et, en quantités moindres, des fluorures d'Al, se rencontrent dans de nombreuses formations hydrothermales. Cependant, on n'y trouve pas de chlorures métalliques, si ce n'est quelques rares découvertes de NaCl (halite) en cristaux microscopiques dans les inclusions liquides que renferment certains minéraux (quartz, galène).

Au contraire, dans les conditions exogènes, les chlorures de Na et, à un degré moindre, ceux de K, Mg et d'autres métaux, se forment souvent en grandes quantités dans les lacs salés en voie d'assèchement, de même que les sulfates, parfois les borates et d'autres composés solubles. Le brome et l'iode y atteignent des concentrations voisines de celle du chlore. Actuellement, 70 à 75 % du chlore de l'écorce terrestre (et probablement du brome) ainsi que plus des 90 % de l'iode se trouvent dans les eaux marines. Au contraire, on n'observe pas de fluorures en quantités notables dans les dépôts salins. Comme on sait, les bassins marins et océaniques contiennent en solution des quantités énormes de chlorures. Par contre, la teneur en fluor de l'eau de mer est infime, environ 0,8 g par m^3 . En outre, on a établi que cet élément est partiellement assimilé par les organismes: il entre dans la composition des os des animaux supérieurs et en particulier de l'émail dentaire, essentiellement constitué de fluorure de calcium.

La migration du fluor dans les conditions exogènes présente encore une particularité. Au cours de l'altération des roches et des gîtes minéraux, d'importantes quantités de fluor sont généralement libérées en même temps que le chlore. L'affinité du fluor pour le calcium est si grande, qu'au cours de son transport vers les bassins marins il est, dans une large mesure, déplacé des solutions pour former le composé CaF_2 peu soluble, qui est retenu dans les dépôts continentaux. Cela explique sa concentration insignifiante dans l'eau de mer.

Classification des halogénures. Ainsi, tout ce qui a été dit des propriétés des halogénures et du rôle géochimique des halogènes dans la genèse des minéraux, oblige à ranger les minéraux de la présente division en deux classes:

Classe 1. Fluorures.

Classe 2. Chlorures, bromures et iodures.

Classe 1

FLUORURES

En tant que minéraux, les fluorures sont assez peu répandus à l'état naturel, bien que le nombre des éléments se combinant au fluor atteigne 15. Le plus important est le fluorure de Ca, de formule

CaF_2 . Le rôle de B, Al et Si est de beaucoup moins important. Les autres éléments entrent dans la composition des fluorures rares.

Les fluorures les plus répandus se rencontrent surtout dans les formations hydrothermales et les fluorures rares, parmi les produits de sublimation des éruptions volcaniques. A en juger par les paragenèses, ils se forment à des températures relativement élevées. Seul CaF_2 s'observe souvent sous forme de cristaux finement dispersés dans les zones d'oxydation des gîtes minéraux et dans certaines roches sédimentaires, où il constitue un minéral de néoformation.

Parmi les composés naturels de cette classe, nous examinerons la fluorine et la cryolite.

FLUORINE — CaF_2 . De « fluorum » — nom latin de l'élément F. Synonyme : spath fluor¹. Ce minéral est employé comme fondant dans le but d'accélérer la fusion des minerais.

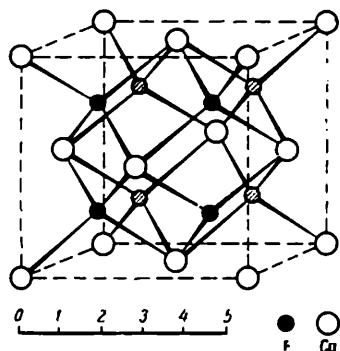


Fig. 134. Structure de la fluorine.

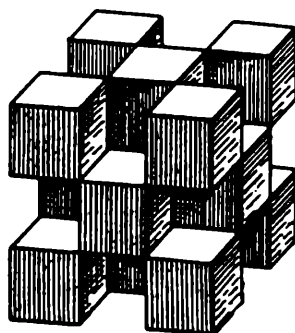


Fig. 135. Structure de la fluorine. Les sommets de chaque petit cube sont occupés par F et leur centre, par Ca.

Composition chimique. Ca 51,2 %, F 48,8 %. Contient parfois Cl en mélange isomorphe (variétés jaunes, essentiellement). Renferme dans certains cas des substances bitumineuses odorantes. Parmi les autres impuretés, citons Fe_2O_3 , des éléments de terres rares, éventuellement l'uranium (jusqu'à quelques unités pour cent), le fluor et l'hélium.

Système cubique; hexaoctaèdre, sym. $3L^4 4L_6^3 6L^2 9PC$. Gr. sp. $Fm\bar{3}m(O_h^h)$. $a_0 = 5,450$. **Structure cristalline.** Analogue à celle de nombreux composés du type AX_2 (fig. 134). Elle est caractérisée par deux coordinences : 8 pour Ca et 4 pour F. Les ions F^- occupent

¹ En minéralogie, on appelle *spaths* les substances cristallines ne possédant pas l'éclat métallique, mais présentant, au moins dans deux directions, un clivage parfait.

les sommets et les ions Ca^{2+} les centres de tous les petits cubes (fig. 135). **Aspect des cristaux.** Dans les géodes on rencontre des cristaux cubiques (fig. 136), plus rarement octaédriques et rhombododécaédriques. En plus des formes $\{100\}$, $\{111\}$ et $\{110\}$, on observe parfois $\{210\}$, $\{421\}$, etc. Les faces du cube sont généralement lisses, celles de l'octaèdre sont mates. Les faces du cube portent parfois des figures rappelant un parquet (voir fig. 17). Macles fréquentes suivant (111) . **Etat d'agrégation.** Le plus souvent s'observe en inclusions et en masses granulaires ou terreuses (ratovkite).



Fig. 136. Cristaux cubiques de fluorine provenant d'une druse.

Couleur. La fluorine est rarement incolore et transparente. Le plus souvent elle est diversement colorée : jaune, verte, bleue, violette, parfois violet-noir. Il est curieux que la coloration disparaît au chauffage et réapparaît si l'échantillon est irradié aux rayons X. Les cristaux incolores deviennent violets au contact de vapeurs de calcium et sous l'effet de décharges électriques. Cela semble montrer que dans bien des cas la couleur de la fluorine est due à la présence dans la structure cristalline d'atomes de Ca et de F, électriquement neutres. **Eclat** vitreux. $N = 1,434$.

Dureté 4. Fragile. Sous l'effet d'une pression prolongée de direction constante acquiert une déformation plastique. **Clivage** parfait suivant l'octaèdre et non suivant le rhombododécaèdre comme on pourrait le croire en pensant que les directions de moindre cohésion sont celles des réseaux plans, dont les distances réciproques sont les plus grandes. Cela s'explique comme suit : dans la direction des réseaux plans (111) on rencontre alternativement un plan d'ions Ca et deux plans parallèles d'ions F également chargés, ce qui détermine entre eux une moindre cohésion. **P. sp.** 3,18 (celui des variétés

impures atteint de 3,0 à 3,2). **Autres propriétés.** La fluorine est souvent fluorescente (le terme tire précisément son origine du nom de ce minéral). En rayonnement cathodique elle s'illumine généralement en violet à reflet bleu-vert très particulier. Emet également de la lumière par chauffage (thermoluminescence).

Caractères distinctifs. Avec une certaine habitude, assez aisément reconnaissable par la forme de ses cristaux, son clivage suivant l'octaèdre, son éclat vitreux un peu terne et sa dureté.

Examinée au chalumeau, décrépite, devient luminescente et fond difficilement sur les bords (1 270°). Après élimination du fluor donne de la chaux infusible CaO. Très faiblement soluble dans l'eau. Ne se décompose entièrement que dans H₂SO₄ concentré avec dégagement de HF. HNO₃ et HCl ont une action beaucoup plus faible.

Origine et gisements. Se forme principalement au cours des processus *hydrothermaux* et accompagne souvent les minéraux métallifères dans les filons. Peut se rencontrer en association avec les minéraux d'origine hydrothermale les plus variés.

Elle s'observe aussi dans certaines roches *sédimentaires*, mais n'y forme pas d'accumulations importantes à forte teneur en F. Etant peu soluble dans l'eau, CaF₂ est un des premiers composés déposés par les solutions salines parfois à l'état amorphe. C'est pourquoi les rares accumulations de fluorine que l'on rencontre s'observent parmi les substances chimiques déposées en premier, c'est-à-dire avec le gypse, l'anhydrite, la calcite et la dolomite. Eventuellement, elle apparaît en tant que minéral de néoformation dans la zone d'oxydation des gîtes minéraux, par exemple en petits cristaux sur des concentrations de goëthite.

Dans un grand nombre de gisements la fluorine accompagne les métaux non ferreux ou rares. En U.R.S.S., parmi les gisements dont la fluorine est le minéral essentiel, citons celui de *Kalangouï* (Transbaïkalie) où la fluorine diversement colorée (blanche, jaune ou jaune rougeâtre) se présente en agrégats à structure zonée ou bacillaire dans un épais filon bréchique traversant des grès et des schistes. La fluorine terreuse d'origine sédimentaire (ratovkite) a été rencontrée dans les calcaires dolomitisés des rives de la rivière Ratovka près de la ville de Véréia (région de Moscou), le long de la rive droite de la rivière Ossouga (région de Kalinine) et en d'autres endroits.

Importance pratique. La fluorine est principalement employée (70 %) en métallurgie comme fondant pour l'obtention de laitiers fusibles. Dans l'industrie chimique elle sert à la préparation d'une série de composés fluorés, dont l'acide fluorhydrique (solution aqueuse de HF) servant à la gravure sur verre et à l'obtention de l'eau oxygénée à partir du peroxyde de sodium, etc., et la cryolithe artificielle (Na₃AlF₆) utilisée dans la fabrication électrolytique de l'aluminium à partir de l'alumine, etc. Elle a également des applications en céramique (préparation des émaux et de la glaçure ou

« couverte »). Les cristaux transparents et incolores sont employés en optique pour la fabrication de lentilles supprimant les aberrations sphérique et chromatique des objectifs de microscope.

CRYOLITHE — Na_3AlF_6 . Du grec « cryos » — glace et « lithos » — pierre. Il est probable que ce minéral a été ainsi nommé à cause de sa ressemblance avec la glace, dont il est réellement très proche par son éclat et son indice de réfraction.

Composition chimique. Al 12,8 %, Na 32,8 %, F 54,4 %. Contient parfois Fe^{+++} .

Système monoclinique; rhomboprisme, sym. L^2PC . Gr. sp. $P2/m(C_{2h}^2)$. $a_0 = 5,39$; $b_0 = 5,59$; $c_0 = 7,76$; $\beta = 90^\circ 11'$. Pseudocubique; devient rigoureusement cubique à près de 500° . Aspect des cristaux. Les cristaux sont de faciès cubique (fig. 137) si les faces {001} et {010} sont développées. Macles le plus souvent suivant (110). Se rencontre habituellement en masses compactes formées de gros cristaux complets.

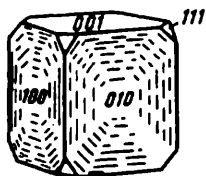


Fig. 137. Cristal de cryolithe.

Couleur. Parfois incolore, mais le plus souvent colorée en blanc grisâtre, jaunâtre ou rougeâtre, rarement en noir. Eclat vitreux. $N_g = 1,34$.

Dureté 2-3. Fragile. Absence de clivage. P. sp. 2,95 à 3,01. Autres propriétés. Le chauffage modéré provoque une luminescence jaune.

Caractères distinctifs. La forme des cristaux et le faible éclat vitreux sont caractéristiques, mais ce minéral ne peut être déterminé avec certitude qu'à l'aide du chalumeau et en mesurant les constantes optiques.

Examinée à la flamme d'une bougie fond très facilement en la colorant en jaune rougeâtre, et donne un globule transparent qui se transforme en émail blanc en refroidissant. En tube de verre fournit la réaction caractéristique du fluor. Le grillage prolongé sur le charbon laisse une croûte d'alumine qui est teintée en bleu par les solutions de nitrate de cobalt. Se dissout complètement dans H_2SO_4 concentré.

Origine. Se rencontre dans les pegmatites où elle est déposée par les solutions résiduelles riches en fluor. On en connaît un important gisement exploitable dans l'Ouest du Groenland à *Ivigut* dans un granite transformé en greisen. Celui-ci forme un grand amas s'enfonçant en profondeur. Là, la cryolithe se présente en masses cristallines compactes avec d'autres fluorures complexes, de rares sulfures, la cassitérite, etc. Dans les *monts Ilmen* (Oural du Sud) on la rencontre dans une des mines de topaze où elle accompagne la chiolite, l'amazonite et d'autres minéraux.

Importance pratique. La cryolithe est habituellement préparée artificiellement. On l'utilise dans l'industrie de l'aluminium, pour la fabrication du verre opalin, de l'émail des ustensiles, etc.

CHLORURES, BROMURES ET IODURES

A la différence des fluorures, les *chlorures* sont très répandus dans la nature. Le chlore se combine aux 16 éléments suivants: H (sous forme de HCl dans les produits gazeux des éruptions volcaniques), N (dans NH_4), Na, Mg, Al, K, Ca, (Rb), (Cs), Fe, (Ni), Cu, Ag, Hg, Pb et Bi.

Les plus répandus sont les chlorures de Na et Mg. Ils constituent dans les conditions exogènes, avec d'autres sels solubles, des gisements salifères d'origine sédimentaire souvent très étendus. Les composés de métaux lourds (Cu, Ag et Pb) ont une importance secondaire. Les autres éléments entrent dans la composition de minéraux rares dans la nature.

Il est important de noter que dans les conditions exogènes le potassium et le sodium jouent des rôles géochimiques différents. Leurs clarkes (c'est-à-dire leurs teneurs moyennes) sont approximativement égaux dans la lithosphère (voir tabl. 2) et c'est aussi en quantités équivalentes que ces éléments sont libérés et passent en solution lors de l'altération des roches. Cependant, dans les bassins marins où se produit la concentration des sels de chlore, la teneur en NaCl est de 3,5 %, alors que celle en KCl atteint à peine 0,6 à 0,7 %. Les analyses chimiques des sols et des sédiments continentaux montrent que la majeure partie du sodium est transportée par les eaux douces courantes vers les bassins lacustres et marins, alors que le potassium est dans une large mesure retenu par la partie superficielle de la croûte d'altération (sols, roches argileuses) et est assimilé par les végétaux. Comme on sait, la cendre des plantes est toujours riche en cet élément. Tout ce qui précède montre pourquoi les composés du sodium prédominent très nettement sur ceux du potassium dans les produits de cristallisation apparaissant lors de l'assèchement des bassins lacustres.

Seuls les *bromures* d'argent sont connus dans la nature. On les rencontre très rarement dans la zone d'oxydation des gîtes de sulfures d'argent en climat sec et torride. En général, le brome se trouve disséminé en formant des mélanges isomorphes avec les chlorures de métaux légers les plus répandus, en particulier la bischofite ($\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$) avec lesquels il s'accumule dans les bassins marins et lacustres fermés, surtout dans les eaux-mères.

La teneur en brome de l'eau de mer est de 0,008 %. On le rencontre parfois en quantités notables dans les eaux des sources salines.

Les *iodures* sont également rares, mais les espèces minérales sont plus nombreuses. On connaît des iodures d'Ag, de Cu et Hg (?), c'est-à-dire de métaux dont les ions ont un fort pouvoir polarisant. On les rencontre dans les mêmes conditions que les bromures.

Bien que la teneur en iode des chlorures de Na, K et Mg varie dans un intervalle relativement large, elle n'en est pas moins très faible. On rencontre cet élément en quantités plus grandes dans les produits de l'activité vitale des algues marines (extraits d'ailleurs à partir de leur cendre), dans les eaux des gisements pétrolifères et dans les produits d'éjections des volcans de boue. Très solubles, les sels de l'iode ne peuvent s'accumuler que dans les régions au climat sec et désertique. C'est la raison pour laquelle on découvre parfois des réserves d'iode importantes dans ces régions. Tel est, par exemple, le cas de l'immense gisement de nitrate de soude (NaNO_3) du désert d'Atakama (Chili), où la teneur en iode (se trouvant, il est vrai, sous forme d'iodates) atteint 0,05 %.

Ainsi, les chlorures sont les plus répandus des halogénures que nous venons d'examiner.

Parmi les minéraux de la présente classe, nous décrirons deux groupes: ceux de la halite et de la cérargyrite.

1. Groupe de la halite

Ce groupe comprend les chlorures des métaux monovalents Na et K. Nous décrirons également ici le chlorure double de K et Mg.

HALITE — NaCl . Du grec « halos » — mer, sel. Synonyme: sel gemme (en masses cristallines compactes dans les assises géologiques). Signalons également le sel des salines déposé sur le fond des bassins salicoles en croûtes cristallines friables.

Composition chimique. Na 39,4 %, Cl 60,6 %. Contient des impuretés d'origine généralement mécanique: gouttelettes de saumure, bulles de gaz, inclusions d'argile ou de substance organique, de gypse, de KCl , MgCl_2 , etc.

Système cubique; hexaoctaèdre, sym. $3L^4 4L_6^3 6L^2 9PC$. Gr. sp. $Fm\bar{3}m(O_h^5)$. $a_0 = 5,6287$.

Structure cristalline. Assemblage compact cubique des ions Cl^- . Toutes les cases octaédriques laissées vides sont occupées par les cations Na^+ . Cette structure est représentée sur la figure 138. Les ions Na^+ et Cl^- occupent alternativement les sommets des petits cubes. Les ions des deux sortes sont hexacoordonnés, c'est-à-dire que chaque ion négatif de chlore est entouré par six ions positifs de sodium et inversement.

Aspect des cristaux. En règle générale, de faciès cubiques. Les faces $\{111\}$ et $\{110\}$ sont très rares (lors de la cristallisation à partir des solutions de composition complexe). Macles suivant $\{111\}$ sont rares. Les cristaux provenant des salines présentent parfois sur les faces $\{100\}$ des cavités pyramidales disposées en gradins décroissants.

Etat d'agrégation. Le sel des salines se présente en croûtes cristallisées friables ou compactes ou en druses constituées de cristaux souvent très gros.

Il est curieux de noter que lorsque le solvant (H_2O) s'évapore rapidement par beau temps, il se forme de petites trémies cristallines qui flottent à la surface des salines (fig. 139).

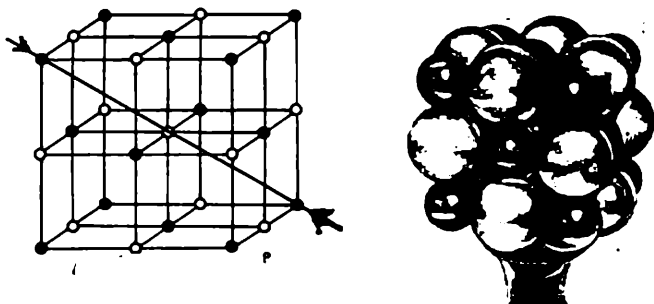


fig. 138. Structure de NaCl.

A droite, structure schématisée. Les ronds noirs sont des ions de Na et les ronds blancs, les ions Cl (ou inversement).

Ces trémies croissent par leur face orientée vers le haut. Elles doivent probablement leur couleur blanche à des bulles d'air microscopiques qu'elles renferment. Par temps agité, elles se remplissent

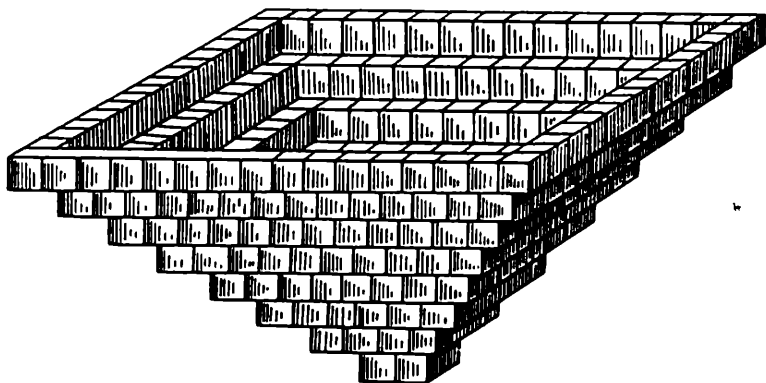


Fig. 139. Trémie cristalline de NaCl.

d'eau et tombent au fond. Là, la croissance continue et l'on obtient des cristaux ordinaires, transparents. Cependant, il n'est pas rare que ces cristaux conservent des enclaves d'un blanc laiteux ayant l'aspect d'un petit sapin ou d'une enveloppe.

Le sel gemme, qui s'est lentement formé à partir de centres de cristallisation au cours des processus métamorphiques, se présente

en masses constituées de cristaux particulièrement gros, dont la dimension est soulignée par celles des plans de clivage. Il est remarquable qu'après recristallisation on obtient des masses de halite absolument transparente (il est probable que les inclusions gazeuses et liquides sont chassées à la périphérie des cristaux).

Couleur. Les masses de halite pure sont transparentes et incolores ou blanches. Mais, bien souvent, certains pigments la rendent diversement colorée : en gris (par des particules argileuses généralement), en jaune (par des hydroxydes de fer), en rouge (par des oxydes ferriques déshydratés), en brun et noir (par des substances organiques disparaissant au chauffage), etc. Le sel gemme est parfois tacheté ou présente des bandes d'un bleu intense, surtout aux endroits fortement modifiés. On obtient artificiellement cette coloration par irradiation du sel gemme aux rayons X ou par imprégnation de vapeurs de Na, en particulier si l'échantillon a été soumis au préalable à une compression unilatérale. Chauffé à 200° l'échantillon redevient incolore. On suppose que cette coloration est due à ce que les ions Na^+ acquièrent des électrons libres (particules β des rayonnements émis par les corps radioactifs) et deviennent des atomes neutres. Le sel bleu se rencontre là où l'on trouve aussi le chlorure de potassium, ce qui permet de supposer que K et Rb qui lui est habituellement associé, sont, dans une certaine mesure, capables d'émettre les particules β (électrons) donnant au sel cette coloration bleue.

Eclat vitreux. Les variétés légèrement altérées ont un éclat gras. $n = 1,544$ (notablement plus élevé que celui de la sylvine).

Dureté 2. Fragile. Sous l'effet d'une pression unilatérale prolongée révèle une certaine plasticité. **Clivage** parfait suivant le cube (voir fig. 23), ce qui concorde pleinement avec sa structure cristalline. **P. sp.** 2,1 à 2,2.

Autres propriétés. Possède une faible conductibilité électrique et une conductibilité thermique exceptionnellement élevée. Très soluble dans l'eau : jusqu'à 35 % à la température ordinaire (la solubilité varie peu avec une augmentation de température de quelques dizaines de degrés). Goût salé. Hygroscopique, mais dans des proportions moindres que les chlorures de potassium et de magnésium.

Caractères distinctifs. Aisément reconnaissable par sa faible dureté, son clivage parfait, sa solubilité dans l'eau et le goût salé de la solution.

Examinée au chalumeau fond facilement (800°) en décrépitant et en colorant la flamme en jaune. La solution, légèrement acidulée par HNO_3 , fournit avec AgNO_3 un précipité pâteux blanc d' AgCl .

Origine et gisements. De même que les autres sels solubles dans l'eau, la halite se forme au cours des processus *exogènes* en climat chaud et sec dans les lacs salés en voie d'assèchement, ou bien dans les lagunes et les baies isolées des bassins marins par des cordons de sable (barres). En été, dans de telles lagunes peu profondes la concentration des sels en solution ne cesse d'augmenter du fait de

l'échauffement de l'eau et de la grande surface d'évaporation. L'abaissement du niveau entraîne un afflux continue d'eau de mer, et par suite un apport de sel. Avec le refroidissement automnal à partir des solutions saturées des sels sont précipités dans l'ordre du degré de concentration des différents constituants. Si le bassin considéré ne communique pas avec la mer et ne reçoit pas de cours d'eaux, la précipitation peut être déclenchée en été aussitôt que l'évaporation a provoqué la sursaturation.

La composition de l'eau des différents lacs salés continentaux est assez variable. Elle dépend d'une part de la minéralogie des eaux qui les alimentent (donc de la nature des roches avoisinantes) et, d'autre part, du stade d'assèchement, par conséquent de la concentration relative des constituants restant en solution. Dans de nombreux lacs de ce genre, NaCl précipite avec les autres sels.

A l'état fossile les dépôts salifères de halite forment de masses compactes de sel gemme. Les gisements salifères se rencontrant dans les séries sédimentaires se déforment aisément, du fait de leur plasticité, au cours des mouvements orogéniques, et sous la pression des masses rocheuses sus-jacentes constituent de puissants dômes de forme et de structure complexes qui percent parfois les couches sédimentaires qui les recouvrent. Ces phénomènes sont à l'origine des plissements souvent fort complexes qui affectent les dépôts salins finement stratifiés.

Comme on sait, les encroûtements de sels divers tels les efflorescences des solonchaks, parmi lesquels NaCl est presque toujours présent, sont fréquents dans les déserts. Ils disparaissent après les pluies pour réapparaître par le temps sec.

Enfin, la halite se dépose avec d'autres produits de sublimation sur les parois des cratères des volcans et dans les fissures des coulées de lave. Les dimensions de telles accumulations sont, à quelques très rares exceptions près, peu importantes. Notons que dans ce cas, la halite contient presque toujours KCl en quantités assez importantes; à haute température, comme on l'a établi expérimentalement, KCl peut former une solution solide avec NaCl."

La halite se trouve surtout concentrée dans les gisements de sel gemme. Ces derniers se sont formés à différentes époques géologiques. Cependant, les gisements les plus importants se rencontrent dans les formations sédimentaires du Permien, durant lequel régnait en Europe, en Asie du Sud, en Amérique, etc., un climat continental chaud.

En U.R.S.S., les gisements les plus importants sont : *Slaviansko-Artémovskoïé* (Bakhmoutskoïé) en Ukraine, constitué par 18 couches de sel gemme en alternance avec des argiles, des anhydrites et des calcaires; *Iletskaïa Zachtchita* où de puissants dépôts de sel gemme se trouvent sous une faible couverture sédimentaire, tandis que les couches de sel alternant avec l'anhydrite y sont fortement plissées; *Solikamsk* (gisement de la Kama supérieure), qui est le plus grand

gisement de sels potassiques et magnésiens du monde, où l'on trouve également de puissantes couches de sel gemme, de gypse, etc.

Parmi les salines actuelles, citons le célèbre lac *Baskountchak*. La dépression de ce lac se trouve au pied du versant septentrional d'un dôme salifère fossilisé par une formation gypseuse. Les dépôts de sels cristallins sont recouverts par la saumure.

Nous citerons également quelques autres gisements: celui de *Wieliczka* au sud-est de Cracovie (Pologne), exploité depuis le XI^e siècle; l'important amas de sel gemme situé près de la ville de *Suez*. On connaît également de très grands gisements dans le *Nord de l'Inde*, en bordure de l'Himalaya (Pendjab), etc.

Importance pratique. Les emplois de la halite sont très variés. Elle constitue tout d'abord un aliment très important et permet de conserver les produits alimentaires (salaisons). On l'utilise dans l'industrie chimique pour la fabrication de l'acide chlorhydrique, du chlore, de la soude et de nombreux sels. C'est également une matière première à partir de laquelle on prépare du sodium métallique. Ce dernier entre (avec le calcium) dans la composition des alliages antifricition et du peroxyde de sodium nécessaire à l'industrie textile pour le blanchiment des tissus. Il est très recherché comme catalyseur pour la préparation de divers composés organiques complexes de même que comme réducteur et agent désulfurant en sidérurgie et en métallurgie des métaux non ferreux. On l'emploie aussi pour absorber la vapeur d'eau et l'oxygène lors du raffinage des gaz rares (hélium, néon, argon, etc.); dans l'industrie électrique pour la fabrication des lampes à vapeur de sodium qui possèdent une grande intensité lumineuse et des fils conducteurs à « âme » de sodium recouverte d'une pellicule de cuivre, etc.

SYLVINE — KCl. Composition chimique. K 52,5 %, Cl 47,5 %. Contient souvent des inclusions liquides et gazeuses. Ces dernières sont formées surtout d'azote, en proportions moindres, d'oxyde carbonique, d'hydrogène, de méthane et, ce qui est particulièrement remarquable, d'hélium. Les inclusions de NaCl et Fe₂O₃ sont fréquentes. Dans des mélanges isomorphes on trouve presque toujours KBr (jusqu'à 0,1 %) et des quantités infimes de RbCl et de CsCl.

Système orthorhombique; hexaoctaèdre, sym. $3L^4 4L^2 6L^2 9PC$. Gr. sp. $Fm\bar{3}m(O_h^5)$. $a_0 = 6,278$. **Structure cristalline.** Identique à celle de la halite: cube faces centrées (voir fig. 138). La maille élémentaire est notablement plus grande que celle de la halite. **Aspect des cristaux cubique.** On observe souvent des cubes limités aux sommets par des faces d'octaèdre. Macles fréquentes suivant (111). **Etat d'agrégation.** Se rencontre habituellement en masses granulaires compactes, parfois à structure lamellaire.

Couleur. Les variétés pures sont transparentes et incolores. La teinte blanc laiteux est due à de minuscules inclusions gazeuses. Les variétés de sylvine rouge vif et roses sont des cristallols; elles

contiennent des très fines écailles d'hématite (Fe_2O_3) constituant une phase grossièrement dispersée qui précipite lorsqu'on dissout l'échantillon. Eclat vitreux. $N = 1,490$ (inférieur à celui de la halite).

Dureté 1,5 à 2. **Fragile**. **Plastique** : se déforme sous l'effet d'une pression unilatérale prolongée. **Clivage** parfait suivant $\{100\}$. **P. sp.** 1,97-1,99 (inférieur à celui de la halite). **Autres propriétés**. Goût salé, légèrement amer, piquant. Conductibilité thermique élevée. Aisé-ment soluble dans l'eau. Hygroscopique. Les variétés transparentes sont très perméables aux rayons de courte longueur d'onde, c'est pourquoi elles sont employées pour la fabrication de prismes de spectroscopie.

Caractères distinctifs. Ressemble à la halite avec laquelle elle s'associe très souvent en amas granulaires. Elle s'en distingue par son goût et une coloration de flamme violette, visible au travers d'un verre bleu. Au microscope, diffère de la halite par son indice de réfraction.

Examinée au chalumeau (800°) fond aisément. La solution acidulée à l'acide azotique fournit avec AgNO_3 un précipité pâteux blanc d' AgCl .

Origine et gisements. La sylvine, de même que la halite, se forme dans les lacs salés en voie d'assèchement. Cependant, elle est beaucoup plus rare que la halite et ne se rencontre que dans certains gisements de sel gemme. Au cours de sa migration, en solution dans les eaux superficielles, elle est adsorbée dans sa majeure partie par les sols. C'est l'un des termes ultimes de la sédimentation des sels, c'est pourquoi on la rencontre dans les niveaux supérieurs des formations salifères. Elle résulte parfois de l'altération de la carnallite formée dans les mêmes conditions.

En tant que produit de sublimation, on l'observe sur les parois des cratères de volcans et dans les fissures des laves figées.

Le gisement de sylvine le plus important du monde est celui de *Solikamsk*, au nord de la ville de Perm. Il fut découvert en 1925. L'épaisse couche inférieure de sylvinites (roche formée de halite et de sylvine) repose, à une profondeur de 150-300 m, sur un banc de sel gemme et est recouverte par des dépôts de carnallite mêlée de halite. La teneur en KCl de la sylvinites varie de 10 à 35 %. La couche superficielle de sylvinites est un produit d'altération de l'étage de la carnallite (avec élimination de MgCl_2) et se présente sous la forme d'une masse composée de gros grains bigarrés dans laquelle la sylvine d'un blanc laiteux s'associe au sel gemme incolore, bleu clair, bleu foncé et grisâtre.

Avant la découverte du gisement de *Solikamsk* les plus célèbres gîtes se trouvaient à *Stassfurt* et dans d'autres endroits de l'Allemagne (dans les régions du Nord et de l'Ouest). Là, les formations salifères sont aussi d'âge permien. Leur composition est assez complexe : halogénures, sulfures et borates. Des sylvinites d'âge plus récent (tertiaire) sont aussi exploités en *Alsace* (France).

Importance pratique. Les sels potassiques sont surtout employés comme engrais. Environ 5 % de la production globale sont utilisés par l'industrie chimique pour la préparation de KOH, K_2CO_3 , KNO_3 , $KClO_3$, $KMnO_4$, KCN, KBr, KI, etc. Ces composés ont diverses applications: médecine, parfumerie, pyrotechnique, photographie, blanchiment de la laine, papeterie, verrerie (fabrication du cristal), préparation des vernis et dans d'autres industries.

CARNALLITE — $MgCl_2 \cdot KCl \cdot 6H_2O$. **Composition chimique.** Mg 8,7 %, K 14,1 %, Cl 38,3 %, H_2O 38,9 %. Contient en mélanges

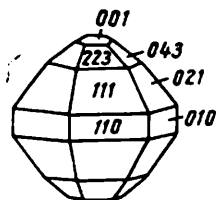


Fig. 140. Cristal de carnallite.

isomorphes de très faibles quantités de Br (jusqu'à 0,2 %), ainsi que Rb et Cs (quelques centièmes pour cent), parfois Li et Tl. On observe habituellement des inclusions de NaCl, KCl, $CaSO_4$, Fe_2O_3 , de substances argileuses, des gouttelettes de saumure et des bulles de gaz souvent abondantes (mélange d'azote, d'hydrogène et de méthane).

Système orthorhombique; bipyramide orthorhombique, sym., $3L^23PC$. Gr. sp. $P_{ban}(D_{2h}^1)$. $a_0 = 9,54$; $b_0 = 16,02$; $c_0 = 22,52$. Les cristaux

sont extrêmement rares et ont un faciès pseudo-hexagonal (fig. 140). Se rencontre habituellement en masses granulaires, compactes.

Couleur. Les variétés pures sont incolores. Habituellement colorée en rose ou en rouge par des oxydes de fer finement divisé. La couleur brune ou jaune est due à des impuretés d'hydroxydes de fer. **Eclat** vitreux en cassure fraîche. Ternit rapidement à l'air et devient gras. $N_g = 1,494$, $N_m = 1,475$ et $N_p = 1,466$.

Dureté 2-3. Fragile. Absence de clivage. P. sp. 1,60. **Autres propriétés.** Extrêmement hygroscopique. Devient rapidement pâteux à l'air et se dissocie en KCl et $MgCl_2 \cdot 6H_2O$ en se transformant en une saumure épaisse. Goût piquant, salé et amer. Fortement fluorescente. En se dissolvant dans l'eau, la carnallite émet un crissement particulier rappelant celui de la neige sous les chaussures par grand froid. Ce phénomène est dû à la présence d'inclusions gazeuses sous forte pression qui s'y rencontrent en plus grand nombre que dans les autres sels.

Caractères distinctifs. Se trouve en paragenèse avec le sel gemme et la sylvine. S'humidifie rapidement à l'air. Ne peut être distinguée de la bischofite ($MgCl_2 \cdot 6H_2O$) et de la tachyhydrite ($2MgCl_2 \cdot CaCl_2 \cdot 12H_2O$), minéraux devenant également pâteux à l'air, que par les réactions microchimiques (contient K) et la coloration de flamme violette, bien visible au travers d'un verre bleu. En cassure fraîche, la perforation à l'aide de la pointe d'un couteau produit un crissement caractéristique dû à la détente des inclusions gazeuses.

Examinée au chalumeau fond aisément. Chauffés sur lame de verre, les grains de carnallite, de même que de nombreux autres

hydrates cristallins riches en eau, se dissolvent dans leur propre eau de cristallisation et se décomposent. Par dessiccation progressive on obtient des petits cubes de KCl.

Origine et gisements. La carnallite est l'un des derniers termes de la série des sels haloïdes déposés par les eaux des lacs salés riches en Mg et K. C'est pourquoi on la trouve dans les étages supérieurs des gisements salifères ensevelis d'origine sédimentaire, au-dessus des dépôts de sylvinite. Elle est aussi parfois déposée par des filets d'eaux salines sur les parois des excavations sèches.

En U.R.S.S., la carnallite se rencontre en quantités énormes dans le gisement de *Solikamsk* décrit plus haut (voir sylvine). Elle est également très répandue dans le gisement de *Stassfurt* (Allemagne), de *Kaloucha* (Ouest Ukrainien) et en d'autres endroits.

Importance pratique. De même que la sylvine et d'autres sels potassiques, la carnallite est utilisée comme engrais.

Par électrolyse de la carnallite déshydratée en bains fermés, on obtient du magnésium métallique venant surnager à la surface: les matières résiduelles, riches en potassium, servent à préparer des engrais.

Après raffinage, le magnésium métallique entre avec l'aluminium dans la composition d'alliages légers et résistants (duraluminium, magnalium, etc.), utilisés par l'industrie aéronautique et comme réducteur pour la préparation du titane métallique. On l'emploie aussi à des signaux lumineux, la production d'éclairs magnésiques (en photographie) et dans d'autres domaines.

Le brome extrait des solutions salines par des méthodes chimiques est utilisé en médecine (bromure de calcium), en photographie, etc.

2. Groupe de la cérargyrite

Les chlorures, les bromures et les iodures simples d'Ag, Cu, Hg et Pb que l'on trouve dans la zone d'oxydation des gîtes minéraux, en climat chaud et sec, appartiennent à ce groupe. Nous n'examinons que la cérargyrite.

GÉRARGYRITE — AgCl. Du grec « céras » — corne et « argyros » — argent. Synonyme: argent corné (la cassure de ce minéral est souvent conchoïdale, cornée).

Composition chimique. Ag 75,3 %, Cl 24,7 %. Contient parfois Hg et Br.

Système cubique; hexaoctaèdre, sym. $3L^4 4L^2 6L^2 9PC$. Gr. sp. $Fm\bar{3}m(O_h^k)$. $a_0 = 5,547$. **Structure cristalline.** Semblable à celle de NaCl. Les cristaux sont rares. Ils sont de faciès cubique. Macles suivant (111). S'observe habituellement sous forme de croûtes ou enduits cristallins, de masses concrétionnées, cornées ou cireuses.

Couleur. Les échantillons frais sont incolores ou présentent une faible coloration jaunâtre, bleu verdâtre ou brunâtre. Brunit à la

lumière et acquiert d'abord une teinte gris violacé puis noire (probablement par déplacement d'Ag apparaissant à l'état très divisé). **Eclat.** Les cristaux possèdent l'éclat adamantin, les masses cryptocristallines compactes, l'éclat résineux. $N = 2,07$.

Dureté 1,5 à 2. Se coupe au couteau. Malléable et ductile. Absence de clivage. **P. sp.** 5,55. **Autres propriétés.** Insoluble dans l'eau.

Caractères distinctifs. La cérargyrite est caractérisée par sa faible dureté, son indice de réfraction élevé, son insolubilité dans l'eau et ses propriétés chimiques.

Examinée au chalumeau (450 à 500°) sur le charbon, fond aisément en bouillonnant. En présence de soude, donne facilement de l'argent métallique dans la flamme réductrice. Pratiquement insoluble dans les acides (et partiellement, dans HCl). Ne forme la solution qu'avec l'ammoniaque, ce qui est caractéristique.

Origine. Se rencontre dans la zone d'oxydation des gisements plomboargentifères où elle résulte de l'action des eaux d'infiltration chargées de chlore sur les minéraux d'argent. On la trouve en quantités plus importantes dans les régions au climat chaud et sec. Elle forme des pseudomorphoses en argent natif.

En U.R.S.S., la cérargyrite se rencontre dans la zone d'oxydation de nombreux gisements de l'Oural du Sud, du Kazakhstan et de l'Altaï. Les plus grands gisements de cérargyrite et d'autres halogénures d'argent se trouvent dans le désert d'Atakama (Chili), en Bolivie, au Mexique et en Australie.

	H ¹																								
He ²	Li ³	Be ⁴	B ⁵	C ⁶	N ⁷	O ⁸	F ⁹																		
Ne ¹⁰	Na ¹¹	Mg ¹²	Al ¹³	Si ¹⁴	P ¹⁵	S ¹⁶	Cl ¹⁷																		
Ar ¹⁸	K ¹⁹	Ca ²⁰	Sc ²¹	Ti ²²	V ²³	Cr ²⁴	Mn ²⁵	Fe ²⁶	Co ²⁷	Ni ²⁸	Cu ²⁹	Zn ³⁰	Ga ³¹	Ge ³²	As ³³	Se ³⁴	Br ³⁵								
Kr ³⁶	Rb ³⁷	Sr ³⁸	Y ³⁹	Zr ⁴⁰	Nb ⁴¹	Mo ⁴²	Tc ⁴³	Ru ⁴⁴	Rh ⁴⁵	Pd ⁴⁶	Ag ⁴⁷	Cd ⁴⁸	In ⁴⁹	Sn ⁵⁰	Sb ⁵¹	Te ⁵²	I ⁵³								
Xe ⁵⁴	Cs ⁵⁵	Ba ⁵⁶	TR ⁵⁷⁻⁷¹	Hf ⁷²	Ta ⁷³	W ⁷⁴	Re ⁷⁵	Os ⁷⁶	Ir ⁷⁷	Pt ⁷⁸	Au ⁷⁹	Hg ⁸⁰	Tl ⁸¹	Pb ⁸²	Bi ⁸³	Po ⁸⁴	At ⁸⁵								
Rn ⁸⁶	Fr ⁸⁷	Ra ⁸⁸	Ac ⁸⁹	Th ⁹⁰	Pa ⁹¹	U ⁹²																			

Comme on sait, l'oxygène, dont le rôle est exceptionnel dans les réactions chimiques qui ont lieu dans la croûte terrestre, entre non seulement dans la constitution des composés inorganiques, mais aussi dans celle des diverses matières organiques qui sont l'objet d'études minéralogiques. Les composés oxygénés sont les plus répandus dans la croûte aussi bien sous forme d'oxydes simples que de sels variés. Rappelons que l'oxygène constitue 47,0 % du poids de la croûte.

12-1237

Le pourcentage (en poids) de la lithosphère (hydrosphère et atmosphère non comprises) en oxydes libres est d'environ 17 %. La silice à elle seule constitue 12,6 %, les oxydes et les hydroxydes de fer 3,9 %. Le reste correspond en gros aux oxydes et aux hydroxydes d'aluminium, de manganèse, de titane et de chrome.

Dans l'atmosphère les oxydes se présentent sous forme de gaz carbonique et de vapeur d'eau que l'on trouve en grandes quantités jusqu'environ 12 km d'altitude. Comme son nom l'indique, l'hydrosphère est surtout formée d'eau.

Conditions de formation et propriétés chimiques des composés. La majeure partie des oxydes et hydroxydes est concentrée dans la partie superficielle de la croûte terrestre, c'est-à-dire dans la zone de contact avec l'atmosphère qui contient l'oxygène libre. La profondeur à laquelle pénètre ce dernier dans la croûte terrestre est surtout déterminée par le niveau des eaux souterraines. C'est dans le manteau de débris superficiel et dans la zone d'oxydation des gîtes minéraux que se produisent surtout les réactions aboutissant à des néoformations parmi lesquelles prédominent les oxydes et les hydroxydes métalliques.

Ces phénomènes sont non seulement dus à la pénétration de l'oxygène atmosphérique dans la croûte terrestre, mais aussi à l'infiltration des eaux météoriques contenant de l'oxygène et du gaz carbonique en solution. Il a été établi que l'eau de pluie saturée en air contient 25 à 30 cm³ de gaz par litre dont 30 % d'oxygène, 60 % d'azote et 10 % d'anhydride carbonique. De la comparaison de ces valeurs avec la composition de l'air, il résulte que l'eau de pluie est très riche en oxygène et surtout en anhydride carbonique. L'action oxydante des eaux météoriques décroît au fur et à mesure de leur descente vers le niveau des eaux souterraines. Au cours de l'infiltration, l'oxygène libre est fixé pendant les réactions d'oxydation. Cette fixation est particulièrement intense dans le cas de l'oxydation des sulfures et des composés connexes. Au premier stade de cette oxydation apparaissent les sulfates acides, les arsénates acides et autres sels.

L'oxydation des composés oxygénés comportant un métal à un degré d'oxydation inférieur (Fe^{2+} , Mn^{2+} , V^{3+} , etc.) et entrant dans la constitution des roches et des minerais, est relativement facile. Ces métaux en s'oxydant se transforment en ions de valence supérieure mais dont les dimensions sont plus petites, ce qui mène à l'affaiblissement des liaisons dans les structures cristallines. En définitive, on aboutit à la décomposition complète des corps cristallins oxydés et à l'apparition de nouveaux composés solubles ou insolubles dans l'eau.

Les sels initialement formés au cours de ces processus (sulfates, carbonates, etc.) sont *hydrolysés* plus ou moins rapidement et une

série de cations métalliques précipitent sous forme d'hydroxydes peu solubles.

On sait que le comportement des ions dans l'eau dépend de leur potentiel d'ionisation, c'est-à-dire de la valeur du rapport de leur charge à leur rayon ionique ($W:R_i$). Reportons-nous à la liste des

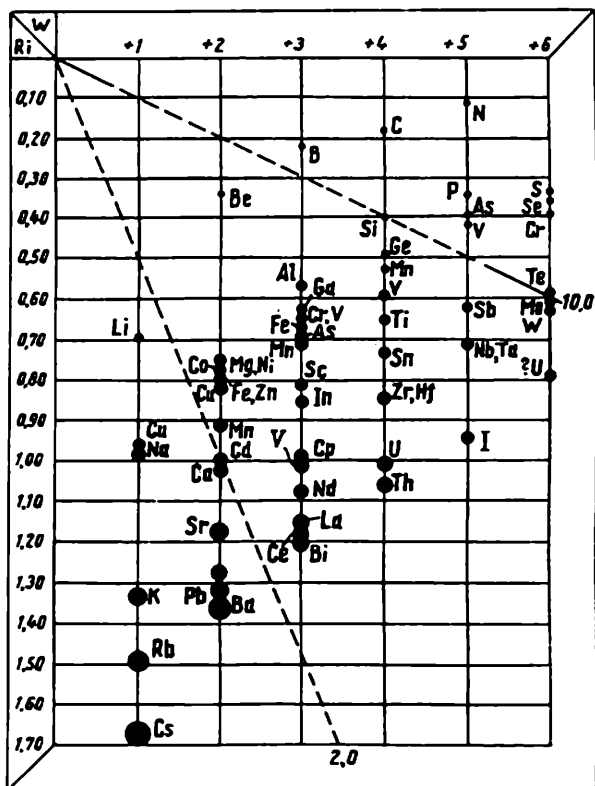


Fig. 142. Cations donnant des hydroxydes (situés dans la région limitée par les droites en pointillé).

cations donnant des hydroxydes insolubles, présentée sous forme de diagramme (fig. 142) où les cations sont rangés par ordre croissant de valence (de gauche à droite) et du rayon ionique (de haut en bas). Les cations donnant facilement des oxydes et des hydroxydes se trouvent dans la région du diagramme délimitée par deux droites en pointillé.

À gauche de cette région on trouve les cations des métaux forts à 8 électrons périphériques, c'est-à-dire les métaux alcalins et alcalino-terreux (à potentiel d'ionisation inférieur à 2,0). Ces ions, comme nous l'apprend la chimie, sont facilement retenus et transportés

en solution aqueuse. Dans les conditions naturelles ils ne précipitent que par l'action des acides, sous forme de sels. Ne font exception que les cations fortement polarisants à 18 électrons périphériques (Cu^+ et Pb^{2+}) se rencontrant à l'état naturel sous forme d'oxydes.

Les cations à potentiel ionique très élevé (supérieur à 10), fortement chargés et de faible rayon ionique, se trouvent dans la partie supérieure du diagramme (fig. 142). Comme on sait, ils forment des anions complexes stables à liaisons de covalence: $[\text{BO}_3]^{3-}$, $[\text{CO}_3]^{2-}$, $[\text{SO}_4]^{2-}$, $[\text{PO}_4]^{3-}$, etc. Ces derniers se combinent aux cations correspondants et donnent différents sels qui précipitent.

Ainsi, ce diagramme montre clairement les différences de propriétés chimiques des cations régies par leurs potentiels ioniques qui conditionnent leur comportement en solutions en fonction de l'alcalinité ou de l'acidité de ces dernières.

Parmi les cations qui nous intéressent (c'est-à-dire ceux qui donnent des oxydes et des hydroxydes naturels), certains: Mg^{2+} , Fe^{2+} , Ni^{2+} , Zn^{2+} , Cu^{2+} , etc. (situés dans la partie gauche de la région délimitée) peuvent être transportés par les solutions acides mais précipitent en milieu alcalin sous forme d'hydroxydes, d'oxydes basiques ou neutres, à l'état cristallin. Les cations à potentiel ionique plus élevé: Al^{3+} , Fe^{3+} , Mn^{4+} , Si^{4+} , Ti^{4+} , Sn^{4+} , etc., précipitent facilement dans les solutions faiblement alcalines ou faiblement acides par hydrolyse saline, principalement sous forme d'hydroxydes difficilement solubles (combinés aux anions OH).

La majeure partie des hydroxydes se forme dans la zone d'oxydation des gîtes minéraux et, d'une manière générale, dans le *manteau de débris superficiel*. La plupart des hydroxydes sont très peu solubles dans l'eau et, lors de processus d'oxydation intenses, ils donnent des solutions fortement sursaturées. Il n'est donc pas surprenant de les observer habituellement sous forme de masses cryptocristallines et colloïdales.

Un autre domaine où se concentrent les hydroxydes des métaux (principalement de Fe, Mn et Si) sont les *nappes d'eau*: marécages, lacs et mers. Ainsi, dans les nombreux lacs actuels à eau douce des régions nordiques (Carélie, Finlande, Suède, Canada), on observe le long des côtes dans la zone de faible profondeur des accumulations d'hydroxydes de fer et de manganèse sous forme de concrétions d'aspect et de dimension variables: sphériques, ellipsoïdales, plates et en masses informes. En plus des hydroxydes de Fe et de Mn, elles contiennent presque toujours des substances humiques, parfois Ni, Co, etc.

Quelle que soit leur origine, avec le temps les hydroxydes perdent l'eau qu'ils retenaient par capillarité ou adsorption (surtout en atmosphère sèche). Des composés à groupements hydroxyles ou même des oxydes anhydres tels que MnO_2 , Fe_2O_3 , etc., se forment alors, surtout dans les régions au climat fortement continental.

Au cours des processus du métamorphisme régional, à des profondeurs moyennes, les hydroxydes donnent naissance à des oxydes anhydres se présentant en masses cristallines.

Sil'on cherche à établir la liste des éléments donnant généralement des oxydes *anhydres* simples lors des processus endogènes de minéralisation (magmatiques, pneumatolytiques et hydrothermaux), on s'aperçoit qu'elle correspond exactement à celle des cations fournissant par hydrolyse saline des hydroxydes insolubles dans l'eau (fig. 142). Tels sont, par exemple, le quartz, le rutile (TiO_2), la cassitérite (SnO_2), le corindon (Al_2O_3), l'hématite (Fe_2O_3), la braunite (Mn_2O_3) et beaucoup d'autres. Les cations bivalents connexes à ce groupe principal de cations (fig. 142) se rencontrent beaucoup plus rarement sous la forme d'oxydes anhydres simples, par contre, ils donnent souvent des oxydes doubles (minéraux du groupe des spinelles, des titanates et du groupe voisin des tantaloniobates). En citant les oxydes gazeux du carbone et du soufre (CO_2 et SO_2) et l'eau (H_2O), tous les éléments entrant dans la composition des minéraux de la classe présentement examinée auront été passés en revue.

Caractères de la structure cristalline. La plupart des composés du présent groupe ont une structure cristalline dont la cohésion est assurée par des liaisons ioniques.

Dans les édifices cristallins on trouve les anions suivants: O^{2-} (pour les oxydes) et $[\text{OH}]^-$ (pour les hydroxydes). Les dimensions des rayons ioniques de ces deux anions sont presque identiques (près de 1,36 Å). Par conséquent, les différences de structures dépendront surtout des dimensions des cations, de leurs valences et des liaisons chimiques entre les ions.

Dans les réseaux cristallins de ces composés les cations sont toujours entourés par des anions d' O^{2-} (ou $[\text{OH}]^-$) et l'indice de coordination est l'un des caractères principaux de leur structure.

En comparant entre elles les structures des *oxydes simples* on peut suivre les variations de la coordinence depuis les structures ioniques de coordinence élevée jusqu'aux structures moléculaires, très rares il est vrai, de coordinence faible, à liaisons résiduelles (forces de Van der Waals) entre les unités structurales. Les oxydes des métaux bivalents, caractérisés par une structure nettement ionique, possèdent un réseau du type NaCl, c'est-à-dire à coordinence 6 et 6. Seuls les oxydes des ions fortement polarisants, à 18 électrons périphériques, forment des structures à coordinence plus faible, par exemple ZnO (4 et 4), Cu_2O (4 et 2). Les structures des oxydes des métaux tri- et tétravalents, dont les cations sont plus petits, ont une coordinence plus faible, décroissant au fur et à mesure que l'on passe de la liaison ionique à la liaison de covalence: Al_2O_3 (6 et 4), UO_2 (8 et 4), TiO_2 (6 et 3), SiO_2 (4 et 2). Dans les composés à structure moléculaire, cet indice est encore plus petit, par exemple: pour

Sb_2O_3 (sénarmontite) 3 et 2, pour CO_2 (anhydride carbonique à l'état solide) 2 et 1.

En ce qui concerne les *oxydes complexes*, constitués de cations métalliques dont les rayons ioniques sont variables, leurs indices de coordination sont soit identiques, soit différents. Par exemple, dans le composé FeTiO_3 (ilménite), les cations Fe^{2+} et Ti^{4+} sont entourés par 6 anions d'oxygène, alors qu'il en est tout autrement pour des composés du type perowskite (CaTiO_3) : les cations Ti^{4+} et Nb^{5+} , etc., sont hexacoordonnés, tandis que les cations Ca^{2+} et Na^+ , de plus grand rayon ionique, ont la coordinence 12. Les études radiocristallographiques montrent que dans les composés du type spinelle (MgAl_2O_4), les coordinences sont : 4 pour Mg^{2+} et 6 pour Al^{3+} .

La liste des cations avec leurs coordinences pour des structures bien étudiées des oxydes simples et complexes figure au tableau 7.

Les *hydroxydes* qui contiennent le groupe hydroxyle $[\text{OH}]^-$ comme par exemple $\text{Mg}[\text{OH}]_2$, ainsi que les oxydes renfermant l'ion $[\text{H}]^+$ en qualité de cation, tels que HAlO_2 , diffèrent notablement par leur structure des oxydes typiques. Signalons que le remplacement des ions O^{2-} par les anions dipolaires $[\text{OH}]^-$ mène à la formation de structures laminaires. La cohésion est alors assurée par des liaisons ioniques à l'intérieur des lamelles et par des forces de Van der Waals entre les lamelles. De plus, la symétrie du réseau cristallin se trouve diminuée. Par exemple, MgO cristallise dans le système cubique à structure du type NaCl , alors que $\text{Mg}[\text{OH}]_2$ a une structure hexagonale, laminaire. De manière analogue, Al_2O_3 cristallise dans le système rhomboédrique et $\text{Al}[\text{OH}]_3$, dans le système monoclinique. Les cations fortement polarisants du type cuivre ne donnent pas d'hydrates isolés et n'entrent qu'en tant que constituants dans la composition de sels complexes dont nous parlerons dans le chapitre suivant.

Tableau 7

Principaux cations et coordinences des oxydes naturels

Coordi- nences	Cations
4	Be^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} , Mn^{2+} , Ni^{2+} , Zn^{2+} , Cu^{2+} , Si^{4+}
6	Mg^{2+} , Fe^{2+} , Mn^{2+} , Al^{3+} , Fe^{3+} , Cr^{3+} , Ti^{4+} , Zr^{4+} , Sn^{4+} , Ta^{5+} , Nb^{5+}
8	Zr^{4+} , Th^{4+} , U^{4+}
12	Ca^{2+} , Na^+ , Y^{3+} , Ce^{3+} , La^{3+}

Toutes ces particularités des structures cristallines des oxydes se répercutent sur les propriétés physiques des minéraux. Les composés caractérisés par des liaisons ioniques possèdent une structure

rigide, dans l'ensemble beaucoup plus solide que celle des halogénures et des sulfures. C'est la conséquence de la grande affinité chimique des métaux entrant dans ces oxydes pour l'oxygène. De la rigidité des édifices cristallins résultent la dureté élevée de ces oxydes (6, 7, 8 et 9 dans l'échelle de Mohs), leur grande stabilité chimique, leur point de fusion élevé, leur faible solubilité, etc.

Les hydrates possédant une structure laminaire sont moins solides à cause de la faiblesse des liaisons entre les couches. Leur propriété de se séparer en fines lamelles suivant la direction de clivage basal est remarquable. La dureté des hydrates des métaux bivalents est faible; si on les remplace par des cations de métaux trivalents, la dureté augmente et devient très élevée si des groupements ioniques $[\text{OHO}]^{2-}$ (diaspore) entrent dans leur structure.

La coloration des minéraux présente aussi certaines particularités. Les composés renfermant des ions du type des gaz rares (Mg^{2+} , Al^{3+} , etc.) sont généralement incolores ou ont une coloration allochromatique. Cependant, la plupart des minéraux contenant des cations asymétriques (Fe, Mn, Cr, etc.) sont de couleur sombre et même noire. En fragments menus et en lames minces, nombre de ces minéraux sont opaques ou translucides et présentent des reflets bruns ou rouges. Ils possèdent, enfin, l'éclat submétallique et des propriétés magnétiques élevées.

Classification des minéraux. Les minéraux de la présente division sont habituellement classés en : 1) oxydes anhydres et 2) hydroxydes ou oxydes contenant des groupes hydroxyles et des ions hydrogène. Nous conserverons ces subdivisions, car elles sont acceptables du point de vue cristallographique.

Dans ces deux groupes on trouve, outre les composés simples, des composés doubles ou plus complexes que l'on rassemblait autrefois en des classes indépendantes. Ce sont avant tout des oxydes doubles du type $\text{RO} \cdot \text{R}_2\text{O}_3$. S'y rapportent également les titanates, les niobates et les tantalates, c'est-à-dire les « sels » d'acides hypothétiques : titanique, niobique et tantalique. Comme nous le verrons plus bas, les études radiocristallographiques de ces composés ont montré que leurs structures cristallines ne ressemblent aucunement à celles des sels d'acides oxygénés typiques. Ils possèdent pourtant indéniablement des caractères communs avec les oxydes.

Ainsi, nous distinguerons deux classes de composés dans la présente division :

Classe 1. Oxydes simples et complexes.

Classe 2. Hydroxydes ou oxydes à groupes hydroxyles.

Classe 1

OXYDES SIMPLES ET COMPLEXES

Cette classe groupe les oxydes simples et complexes ne contenant pas d'ions hydroxyles. Il est d'autant plus inutile de ranger les oxydes complexes¹ dans un groupe indépendant que leur structure est soit analogue à celle des oxydes simples, soit très peu différente.

Les minéraux de la présente classe possèdent une structure cristalline relativement simple. Seuls les minéraux du groupe du quartz SiO_2 , de structure plus complexe, occupent une place particulière.

Le rapport entre cations et anions oxygène varie de 2 : 1 (A_2X) à 1 : 2 (AX_2). Dans les oxydes complexes on considère également les rapports entre les cations qui prennent différentes valeurs : généralement 1 : 1 et 1 : 2. Quelques rares composés présentent des rapports plus complexes.

1. Groupe de la glace

Comme on sait, l'eau existe sous trois états dans la nature : solide (glace, neige), liquide (pluie, sources minérales, cours d'eau, lacs, mers et océans) et gazeux (vapeur d'eau de l'atmosphère et des exhalaisons volcaniques). De par ses propriétés, l'eau occupe une place à part parmi les oxydes des métaux et des métalloïdes. Elle joue un rôle énorme dans les processus de la croûte terrestre : les réactions chimiques se produisent principalement en milieu aqueux. Sans eau, de même que sans oxygène, la vie organique serait impossible sur Terre.

Nous examinerons l'eau aux états solide et liquide, qui sont très répandus dans la nature.

GLACE — H_2O . **Composition chimique** H 11,2 %, O 88,8 %. Contient parfois des inclusions mécaniques, gazeuses et solides.

Système hexagonal ; pyramide bihexagonale, sym. L_6 . Gr. sp. $C6mc(C_{6v}^4)$. $a_0 = 7,82$; $c_0 = 7,36$. **Structure cristalline.** La glace possède une structure cristalline moléculaire rappelant celle du diamant (chaque molécule H_2O a la coordinence 4). La structure de la molécule elle-même présente les caractères suivants : les protons H^+ sont des ions sans électrons propres et de dimensions extrêmement menues qui pénètrent profondément à l'intérieur de l'ion oxygène (fig. 143). En conséquence, le noyau atomique de l'oxygène se déplace quelque peu par rapport aux protons de H. De ce fait et bien que les molécules H_2O soient électriquement neutres, elles acquièrent de faibles charges résiduelles (positive dans la partie de la molécule où prennent place les protons et négative dans la partie opposée). Ainsi, dans la structure de la glace, les molécules H_2O

¹ Encore appelés «oxydes multiples». (N.d.T.)

faiblement liées entre elles sont orientées de telle sorte que les pôles positifs des unes sont en regard des pôles négatifs des autres. Dans l'ensemble, la structure est analogue à celle de la würtzite (voir fig. 96) et peut être obtenue en remplaçant par les molécules H_2O Zn et S dans le réseau de cette dernière. Avec une telle structure (à faible coordinence, égale à 4) l'assemblage est loin d'être compact (il reste de grandes lacunes). Cela explique pourquoi la glace est moins dense que l'eau. **Aspect des cristaux.** Les flocons de neige, à symétrie hexagonale, présentent une grande variété de figures de croissance hexaradiées. Les structures en dendrites et les figures formées par le givre sont bien connues. Dans les grottes de glaciers on trouve des lamelles hexagonales, des cristaux tabulaires et des macles de forme complexe. Ces derniers temps, N. Stoulov a décrit des cristaux uniques par leur taille et le développement de leurs faces (jusqu'à 40 cm de longueur et 15 cm de largeur), trouvés au Nord-Est de l'Asie au cours de travaux miniers menés dans les régions à sols constamment gelés. L'une des découvertes a été faite dans les cavités d'une importante zone de fractures, à 55-60 m de profondeur où la température des roches gelées avoisinantes est de 3-4°. Les mesures effectuées à l'aide du goniomètre d'application ont montré que les formes les plus courantes étaient la bipyramide hexagonale et le pinacoïde. Par ailleurs, de très gros cristaux colonnaires ont été rencontrés dans les galeries abandonnées de la zone d'oxydation d'un gîte de sulfures. Lors de la mise à jour de ces galeries il fut constaté qu'elles étaient entièrement remplies de glace présentant des poches contenant de l'eau minéralisée et des gaz sous forte pression. Les plus gros cristaux de glace, en forme de prisme hexagonal limité aux extrémités par des faces de bipyramide hexagonale, atteignaient 60 cm de longueur et 15 cm de diamètre.

Etats d'agrégation. En masses compactes avec des inclusions globulaires (neige tassée, névé des régions glaciaires). La glace de glacier est constituée de très gros cristaux informes. L'écoulement de l'eau en surfusion sur le côté ombragé des toits et dans les grottes glaciaires lors de la fonte de la neige est à l'origine des formes en stalactites et stalagmites bien connues. La grêle apparaissant lorsque des nuages orageux se résolvent en pluies présente une structure en zones concentriques. Par les matins froids d'automne il se forme souvent des efflorescences (gelée blanche).

Couleur. La glace est incolore ou bien légèrement teintée en bleu (en masses importantes). **Eclat** vitreux. Optiquement positive. Indice de réfraction faible: $N_g = 1,310$, $N_m = 1,309$.

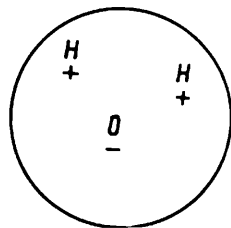


Fig. 143. Structure de la molécule H_2O .

Les protons H^+ sont situés à l'intérieur de l'ion oxygène (délimité par un cercle).

Dureté 1,5. Fragile. Ne présente pas de **clivage**. **P. sp.** 0,917 (plus faible que celui de l'eau). La densité du bismuth métallique diminue également lors de sa cristallisation.

Origine. La glace se forme par refroidissement à la surface des eaux. Les aiguilles de glace apparaissant au début se soudent en une pellicule flottante dont la surface inférieure constitue le support à partir duquel des cristaux se développent verticalement suivant un axe de symétrie sénnaire. La neige se forme dans les régions froides de l'atmosphère à partir de la vapeur d'eau. La gelée blanche et le givre en festons apparaissant sur les objets froids se forment dans les mêmes conditions. Les eaux superficielles s'infiltrant par les fissures dans les grottes glaciaires où la température est basse s'y solidifient.

Dans les régions à sols constamment gelés et de climat rigoureux où les hivers sont longs et l'enneigement faible, il se forme des couches de glace s'étendant parfois sur d'énormes surfaces. Les cours d'eau gèlent d'abord aux endroits peu profonds. Les eaux demeurées liquides s'épandent alors en surface et imbibent la couverture de neige. D'autres couvertures de glace sont dues aux eaux d'origine profonde, remontant d'au-dessous de la couche congelée et apparaissant à la surface sous forme de sources qui ne gèlent pas en hiver. Nous ne nous arrêterons pas sur la formation des glaciers.

Gisements. Ils sont universellement connus. Parmi les cavernes glaciaires que l'on rencontre dans les régions aux longs hivers froids et aux étés courts, citons la grotte *Koungourskaïa* (région de Perm) qui attire de nombreux touristes par la beauté de ses cristaux étincelant sous les voûtes. A l'étranger, l'une des cavernes glaciaires les plus remarquables est celle de *Dobsiny* (Slovaquie) où plus de 7 000 m² sont recouverts de glace dont le volume global est de 120 000 m³. Les parois de glace atteignent 15 m de hauteur.

Importance pratique. La glace est utilisée dans l'industrie du froid, dans la vie courante et dans différents domaines techniques. Dans les régions froides au climat rigoureux où il est impossible de trouver de l'eau potable en hiver, on fond la glace des rivières et des lacs.

EAU — H₂O. Suivant la composition chimique et l'origine on distingue parmi les eaux naturelles les variétés suivantes: 1) les eaux de mer, contenant en solution des chlorures et des sulfates de Na, Mg, etc. (environ 3,5 %); 2) les eaux douces courantes ou lacustres; 3) les eaux superficielles météoriques et les eaux des sols; 4) les eaux des nappes souterraines; 5) les eaux des sources minérales que l'on classe suivant les substances minérales qu'elles contiennent en solution (carbonatées, sulfureuses, ferrugineuses, etc.). Les eaux souterraines contenant des quantités notables de sels de calcium sont dites « dures » par opposition aux eaux douces, pauvres en ces sels.

Propriétés physiques et chimiques. Comme on sait, la masse spécifique de l'eau pure passe par un maximum à 4°; elle est alors égale à 1. La densité de la vapeur d'eau par rapport à l'air est 0,62. La température critique de H₂O pure est de 374°, la pression critique 217 atmosphères. Les substances difficilement volatiles se trouvant en solution dans l'eau diminuent notablement l'élasticité des vapeurs et élèvent le point critique.

L'eau est le milieu des réactions chimiques se déroulant dans la croûte terrestre, dans lesquelles elle joue un rôle fondamental. De par son pouvoir dissolvant, elle assure le transport des composés sous forme de solutions vraies ou colloïdales (collosols) au cours des processus de formation exogènes ou endogènes des minéraux. Son évaporation ou l'abaissement de la température entraîne le dépôt de précipités cristallins à partir des solutions saturées. De plus, elle entre dans la composition des hydrates cristallins sous forme d'eau de cristallisation en des proportions stœchiométriques déterminées.

La dissociation électrolytique de l'eau en ions H⁺ et [OH]⁻ joue un rôle important dans l'hydrolyse des sels dissous, dont résultent des hydroxydes et des sels acides et alcalins.

L'eau est le composant principal des hydrogels où elle est adsorbée par les particules colloïdales de la phase dispersée.

Au cours de tous les processus métamorphiques l'eau, de même que l'acide carbonique, devient un minéralisateur. Sa présence, même en faibles quantités, dans les milieux solides accélère la recristallisation des substances minérales.

Origine. Au cours des processus *exogènes* se déroulant à la surface de la Terre et dans l'atmosphère, d'énormes quantités d'eau sont entraînées dans un cycle de transformations; l'eau évaporée de la surface des mers, des océans et surtout à partir des plantes des zones forestières est introduite dans l'atmosphère d'où elle retombe sous forme de précipitations atmosphériques. Les eaux du sol, des nappes souterraines (eaux de fond ou artésiennes) de même que de nombreuses sources et eaux minérales ont cette origine superficielle.

Des quantités d'eau importantes interviennent dans les processus *endogènes* de formation des minéraux. Lors des éruptions volcaniques des masses énormes de vapeur d'eau surchauffée sont répandues dans l'atmosphère. Au cours de la cristallisation des magmas à grande profondeur des quantités très importantes d'eau saturée en divers composés sont également libérées. Ces eaux dites juvéniles sont à l'origine de certaines sources thermominérales (dans les régions où l'activité volcanique est relativement récente, par exemple en Californie).

Importance pratique. L'énorme rôle de l'eau dans le développement du monde organique et les activités de l'homme est universellement connu. Les végétaux pour subsister ont besoin d'un sol dont la teneur en eau est de 40 à 60 %. Le corps humain contient 70 % d'eau. L'homme consomme par jour 2,5 à 3 l d'eau. Les ressources

hydrauliques sont utilisées par l'homme dans les domaines les plus variés (machine à vapeur, stations hydro-électriques, agriculture, concentration des minerais, fabrication de produits chimiques, voies de communication, etc.). De nombreuses sources minérales ont des propriétés curatives. Telles sont, par exemple, les sources carbonatées de Narzan, les Thermes de Karlovy Vary, de Baden, etc.; les sources ferrugineuses de Jéleznovodsk; les sources sulfureuses de Matsesta et bien d'autres.

2. Groupe de la cuprite

La cuprite, protoxyde de cuivre de formule Cu_2O , est le seul oxyde métallique naturel du type A_2O . L'oxyde artificiel Ag_2O possède la même structure, mais est inconnu à l'état naturel.

CUPRITE — Cu_2O . Du latin « cuprum » — cuivre. Synonyme: cuivre oxydé rouge. On connaît des mélanges colloïdaux de cuprite et d'hydroxyde de fer dont certains contiennent également de la silice¹.

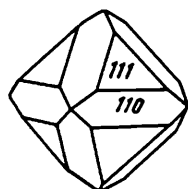


Fig. 144. Cristal de cuprite.

Composition chimique. Cu 88,8 %. Les inclusions de cuivre natif sont fréquentes. Les variétés cryptocristallines contiennent souvent Fe_2O_3 , SO_2 et H_2O .

Système cubique; hexatétraèdre, sym. $3L^4 4L^3 6L^2 9PC$. Gr. sp. $P43m (T^1d)$. $a_0 = 4,26$.

Aspect des cristaux. En octaèdres (fig. 144), plus rarement en cubes ou dodécaèdres. Les cristaux sont habituellement petits. On observe très rarement des cristaux aciculaires ou filiformes. Le plus souvent on rencontre des masses compactes grenues ou terreuses (mêlées d'impuretés).

Couleur. Rouge à gris de plomb (agrégats finement grenus et cryptocristallins). **Trait** marron rouge ou rouge brunâtre (jaunit après frottement avec un second morceau de biscuit). **Eclat** adamantin ou submétallique en cassure. Les éclats minces sont semi-transparents. $N = 2,85$.

Dureté 3,5-4. Fragile. **Clivage** net suivant $\{111\}$. **P. sp.** 5,85-6,15.

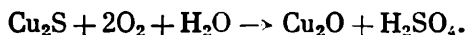
Caractères distinctifs. Est caractérisée par son éclat adamantin, son trait rouge et surtout par les paragenèses qu'elle forme avec le cuivre natif et les minéraux de cuivre de formation secondaire, tels que la malachite, l'azurite, etc. Se distingue du cinabre, de la proustite et de la pyrargyrite par sa rayure (celle du cinabre est rouge vif, celles de la proustite et de la pyrargyrite sont rouges et verdâ-

¹ Ces mélanges appelés par l'auteur « *minerai de cuivre rouge briqué* » (cuprite + hydroxydes de fer) et « *minerai de cuivre résineux* » (cuprite + hydroxydes de fer + silice) ne semblent pas avoir reçu de noms spéciaux en français. (N.d.T.)

tres en poussière alors que le trait de la cuprite est rouge brique) et surtout par son comportement au chalumeau.

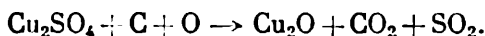
Examinée au chalumeau, sur le charbon, commence par noircir, puis fond sans bouillonnement et donne un globule de cuivre métallique dans la flamme réductrice. Un échantillon tenu à la pince, colore la flamme en vert pâle et, après avoir été humecté d'HCl, en une belle couleur bleu clair. Se dissout facilement dans HNO₃, la solution verdit, puis vire au bleu par addition d'ammoniaque en excès.

Origine. La cuprite se forme presque exclusivement au cours des processus *exogènes* d'oxydation des minerais à chalcosine, plus rarement à bornite, dans la zone de cémentation (au-dessous du niveau des eaux souterraines) des gîtes cuprifères. La cuprite se forme surtout en quantités importantes lorsque le niveau des eaux souterraines baisse pour une raison quelconque (notamment du fait de l'abaissement du niveau de base) et la zone riche en chalcosine apparue antérieurement se trouve soumise à l'oxydation. L'oxydation de la chalcosine, avec passage en solution aqueuse de l'acide sulfurique produit, s'effectue probablement suivant la réaction :



Il est facile de voir que si l'oxygène est en quantité insuffisante, cette même réaction fournira soit du cuivre métallique au lieu de Cu₂O, soit simultanément Cu et Cu₂O. Or, on observe fréquemment des inclusions de Cu métallique dans les échantillons de cuprite (ces inclusions rendent la cassure inégale).

La cuprite se rencontre également accompagnée de cuivre natif dans certaines roches sédimentaires contenant des restes de végétaux. Elle résulte alors de la réduction du sulfate cuivreux par les matières organiques, en présence de petites quantités d'oxygène :



Si la teneur des eaux en CO₂ s'élève, la cuprite devient instable. Les pseudomorphoses de malachite en cuprite (carbonate de cuivre) sont fréquentes. Plus rarement, un autre carbonate de cuivre, l'azurite, se substitue à elle.

On rencontre la cuprite en cristaux bien formés et en grandes quantités dans les gisements de l'Oural, ainsi que dans de nombreux gisements de l'Altaï, ainsi qu'ailleurs, associée à la malachite, à l'azurite, à des hydroxydes de fer, etc. Dans les autres pays, l'un des gisements les plus connus est celui de Chessy près de Lyon où l'on a rencontré des cristaux de 2 à 3 cm.

Importance pratique. C'est l'un des meilleurs minerais de cuivre. Autrefois, on exploitait essentiellement les minerais à cuprite et le cuivre natif. Actuellement, les accumulations importantes sont devenues rares.

3. Groupe de la zincite

Ce groupe comprend les oxydes simples, du type *AX*, relativement rares dans la nature, c'est-à-dire ceux des métaux divalents (Mg, Ni, Fe, Mn, Cd, Ca, Be, Zn), ainsi que Cu, Pb et Pd. Nous nous limiterons à une brève description de la zincite et de la ténorite.

ZINCITE — ZnO . Zn 80,3 %, O 19,7 %. Système hexagonal, bipyramide bihexagonale. Structure cristalline du type wurtzite. Se rencontre en inclusions et en masses compactes.

Couleur. Jaune orangé ou rouge sombre. Trait jaune orangé. Eclat adamantin. Optiquement positive. $N_g = 2,029$ et $N_m = 2,013$.

Dureté 4. Clivage moyen suivant $\{10\bar{1}0\}$. P. sp. 5,66.

Examinée au chalumeau ne fond pas. Soluble dans les acides. Possède la propriété de détecter les ondes hertziennes.

Se rencontre en accumulations importantes dans le célèbre gîte pyrométasomatique de *Franklin* (New-Jersey, U.S.A.), où elle est associée à la willémite (Zn_2SiO_4) et à la franklinite ($\text{Zn, Mn}\text{Fe}_2\text{O}_4$) dans des filons de calcite. Les cristaux sont rares et ne se rencontrent que dans les filons de calcite de formation tardive. La zincite a également été rencontrée dans le gisement plombo-zincifère d'Olkousz (Pologne), près de Saravezza en Toscane (Italie) et en d'autres endroits.

TÉNORITE — CuO . Cu 79,9 %, O 20,1 %. Synonyme : mélacnite (variété massive).

Système monoclinique. Rare. Se rencontre habituellement en petites écailles ou amas terreux.

Couleur. Noir ou noir grisâtre. Trait noir grisâtre. Eclat submétallique. Fortement anisotrope en lames minces.

Dureté 3,5. Fragile. P. sp. 5,8 à 6,4.

Ne fond pas au chalumeau. Soluble dans les acides.

Se rencontre dans les zones d'oxydation des gîtes de sulfures de cuivre en association avec la cuprite, la limonite, le chrysocolle, la malachite, des hydroxydes de manganèse et d'autres minéraux résultant de l'action des agents atmosphériques. En U.R.S.S., la ténorite a été observée dans la région des gisements de cuivre Tourinskié (Oural du Nord) et dans le gisement Médnoroudianskoïé (près de la ville de Nijni Taguil). On la trouve en grande quantité dans les gisements de cuivre du Lac Supérieur (Etat du Michigan, U.S.A.) et dans ceux du désert de l'Atakama (Chili), etc. S'observe en fines écailles sur la lave du Vésuve et de l'Etna, associée à des chlorures de métaux alcalins et de cuivre.

4. Groupe corindon — ilménite

En plus des oxydes dimorphes du type A_2X_3 (Al_2O_3 , Fe_2O_3), il convient d'inclure dans ce groupe, conformément aux études radio-cristallographiques, les oxydes complexes (doubles) du type ABX_3 (où $A = Mg, Fe^{2+}, Mn^{2+}$ et $B = Ti$), possédant la structure cristalline du corindon. Notons que Fe_2O_3 forme à haute température avec $Fe^{2+}TiO_3$ une série continue de solutions solides qui se dissocient en refroidissant.

Tous les minéraux de ce groupe cristallisent dans le système rhomboédrique et possèdent une structure cristalline du type Al_2O_3 (fig. 145). Seul Fe_2O_3 se rencontre à l'état naturel en deux variantes: $Fe_2O_3-\alpha$ — rhomboédrique et $Fe_2O_3-\gamma$ — cubique. La symétrie des oxydes doubles du type $FeTiO_3$ est inférieure à celle des oxydes simples du type Fe_2O_3 , car leurs cations ne sont pas équivalents. Ils se forment à température relativement élevée.

CORINDON — Al_2O_3 . Le nom de ce minéral est d'origine indienne. On connaît les variantes polymorphiques d' Al_2O_3 suivantes: 1) $Al_2O_3-\alpha$ — (corindon), rhomboédrique, la plus stable à l'état naturel; se forme dans un large intervalle de température (entre 500 et 1 500°); 2) $Al_2O_3-\beta$, hexagonale, stable à très haute température; la transformation d' $Al_2O_3-\alpha$ en $Al_2O_3-\beta$ se produit entre 1 500 et 1 800°; cette modification est obtenue par refroidissement très lent d' Al_2O_3 fondu; 3) $Al_2O_3-\gamma$, cubique, de structure cristalline analogue à celle des spinelles (de même que la maghémite); obtenue artificiellement par chauffage de la bœhmite (hydroxyde d'aluminium) jusqu'à des températures inférieures à 950°; au-delà elle est instable et se transforme en $Al_2O_3-\alpha$.

Composition chimique. Al 53,2 %. Les variétés cristallines sont très pures. Le Cr en quantité infime colore le corindon en rouge; le Fe^{3+} , en brun (en présence de Mn) et en rose; le Ti, en bleu; enfin le mélange de Fe^{2+} et Fe^{3+} confère au corindon une teinte noire.

Système rhomboédrique; scalénoèdre ditrigonal, sym. $L^3L^3L^3PC$. Gr. sp. $R\bar{3}c(D_{3d}^6)$. $a_0 = 4,76$; $c_0 = 13,01$; $a_0 : c_0/2 = 1 : 1,363$. Structure cristalline. Elle est représentée sur la figure

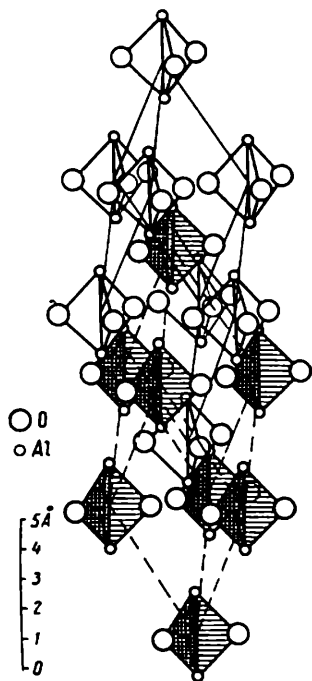


Fig. 145. Structure du corindon figurée au moyen de groupements Al_2O_3 .

145 comme formée de groupements Al_2O_3 disposés aux sommets des deux rhomboèdres qui constituent la maille élémentaire. Malgré sa complication apparente, son schéma structural est simple. Dans l'assemblage compact hexagonal les ions O sont disposés en couches superposées perpendiculairement à l'axe ternaire (fig. 146). Les

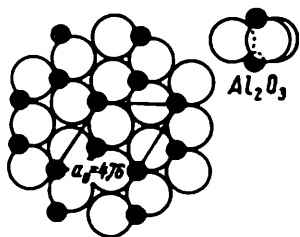


Fig. 146. Remplissage compact des couches par des anions O, entourés de cations Al (occupant les cases octaédriques), en projection sur le plan (0001).

Six couches Al — O sont empilées dans la maille hexagonale. En haut, le groupement Al_2O_3 (vu de profil).

cations Al, situés entre deux couches, forment des hexagones (dont les centres sont inoccupés), et emplissent les deux tiers des cases octaédriques (c'est-à-dire des vides laissés par six anions O, dont trois appartiennent à l'une des couches et les trois autres, faisant un angle de 180° avec les premiers, à la seconde couche d'anions O). De plus, chaque groupe de trois ions O forme une face commune à deux octaèdres contigus, des couches voisines. Notons que les couches d'oxygène sont empilées de telle sorte que dans chaque rangée verticale d'octaèdres, deux cases occupées alternent également avec une case vide. En outre, les paires d'octaèdres occupés constituent, suivant la verticale, des axes hélicoïdaux ternaires.

Aspect des cristaux. On observe habituellement des cristaux assez bien formés en barrillet, colonnaires, pyramidaux ou tabulaires, atteignant parfois de grandes dimensions (jusqu'à un décimètre en

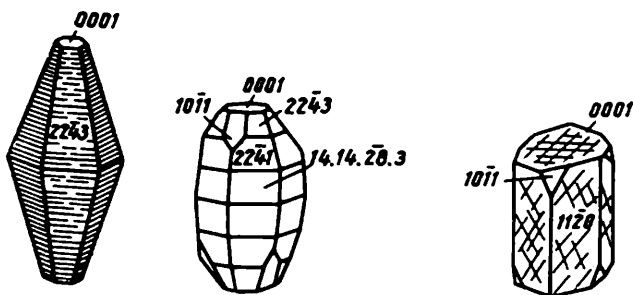


Fig. 147. Cristaux de corindon.

largeur). Les faces les plus fréquentes sont celles du prisme hexagonal $\{11\bar{2}0\}$, des bipyramides hexagonales $\{22\bar{4}1\}$, $\{22\bar{4}3\}$, du rhomboèdre $\{10\bar{1}1\}$ et du pinacoïde $\{0001\}$ (fig. 147). Les faces du prisme, de la bipyramide et du pinacoïde présentent souvent des stries obliques. D'autres formes, maclées suivant le pinacoïde, portent des stries horizontales. Le corindon se présente habituellement en inclusions dans les roches, mais on connaît des gisements où il constitue des masses grenues.

Couleur. Habituellement gris bleuâtre ou gris jaunâtre (variétés troubles semi-transparentes). On rencontre des cristaux transparents de teintes variées. Les variétés nobles, transparentes sont des gemmes : *leucosaphir* (incolore), *saphir* (bleu), *rubis* (rouge), « topaze orientale » (jaune), « améthyste orientale » (violette), « émeraude orientale » (verte), « corindon astérié ». Cette dernière variété, examinée par transparence, présente dans le plan du pinacoïde basal une opalescence en forme d'étoile à six branches, se déplaçant quand on tourne l'échantillon; elle est due à la présence d'inclusions microscopiques d'impuretés d'origine mécanique. Eclat vitreux. $Nm = 1,767$ et $Np = 1,759$.

Dureté 9. Pas de clivage proprement dit mais un plan de séparation suivant le pinacoïde, parfois suivant le rhomboèdre de base (du fait des macles polysynthétiques). P. sp. 3,95 à 4,10. La température de fusion du corindon artificiel est de $2\,040^{\circ}$.

Caractères distinctifs. Aisément reconnaissable à la forme des cristaux, aux stries des faces, à la couleur, souvent gris bleuâtre, caractéristique et la dureté élevée. Se distingue du disthène (Al_2SiO_5) qui lui ressemble, par l'absence de clivage parfait et sa grande dureté. Le rubis diffère du spinelle rouge par la forme de ses cristaux, mais s'il se présente en grains informes, la différence ne peut être établie qu'au microscope. Ne fond pas au chalumeau. Insoluble dans les acides.

Origine et gisements. Se rencontre parfois dans les roches *magmatiques* de profondeur riches en alumine et pauvres en silice telles que les syénites et les anorthosites où il est associé aux feldspaths. Il est rare dans les autres roches (andésites, basaltes, etc.). On connaît également des *pegmatites* syénitiques à corindon qui ont des applications techniques.

Les gîtes *pyrométasomatiques* de corindon se forment dans les calcaires cristallisés, au voisinage des roches éruptives. C'est là que l'on découvre les variétés se présentant en gemmes (rubis, saphir, etc.). Ces gîtes résultent d'actions pneumatolytiques s'exerçant sur des roches sédimentaires alumineuses et éruptives. Dans ce cas, le corindon est associé à des minéraux tels que l'andalousite, la sillimanite, ainsi que le rutile, le diaspore, etc.

Les roches à corindon peuvent également être le fait d'un *métamorphisme régional*, agissant sur des sédiments riches en alumine (bauxite), et qui ne présente ainsi aucun lien direct avec les roches ignées. Ces roches se transforment généralement en schistes cristallins.

Chimiquement très stable, le corindon se rencontre souvent dans les *gîtes alluvionnaires*.

Au cours des processus hydrothermaux le corindon préexistant s'hydrate parfois, c'est-à-dire qu'il se transforme en diaspore ($HAIO_2$). En surface ce phénomène ne s'observe pas, à l'exception de quelques cas douteux.

En U.R.S.S., le gisement de corindon de bonne qualité le plus important est celui de *Sémiz-Bougou*, au Kazakhstan. Là le corindon en masses grenues de teinte bleu foncé ou grise se présente en nids dans des quartzites dont ils sont séparés par une zone de roche à andalousite. En paragenèse avec le corindon on trouve la muscovite, par endroits l'hématite, le rutile, le diaspre et d'autres minéraux. On connaît de nombreux gîtes de corindon sur le versant oriental de l'Oural : filons de plagioclases et corindon dans des roches ultrabasiques ; gîtes lenticulaires ou masses informes d'émeri contenant également des sulfures et des chloritoïdes, dans des roches métamorphiques, en particulier des marbres (rivage du lac Irtyach).

Ailleurs, les plus connus sont les gisements de gemmes transparentes de corindon (rubis et saphir), de l'Inde, en Haute Birmanie (dans la zone de contact des marbres et des granites), en Thaïlande (gîtes alluvionnaires de saphir, principalement), etc.

Importance pratique. En raison de sa dureté élevée, le corindon est surtout employé comme abrasif. Il sert à la fabrication de meules et de disques d'affûtage, de papiers et de poudres émeri servant à la taille et au polissage de divers produits manufacturés (surtout à l'usinage des métaux). Les variétés transparentes et colorées sont utilisées en joaillerie.

Depuis peu, dans les pays où l'énergie électrique est disponible à peu de frais on fabrique du corindon artificiel (alundum) au four électrique à partir de roches riches en alumine telles que la bauxite. Les pierres artificielles présentent des avantages : elles sont plus pures et plus grosses que les pierres naturelles. On réalise le rubis dans des fours spéciaux par fusion d'un mélange pulvérulent d' Al_2O_3 et de 25 % de Cr_2O_3 . Ces pierres sont identiques aux pierres naturelles. Le saphir est fabriqué par la même méthode, en ajoutant Ti et Co à l'alumine.

HÉMATITE- $\text{Fe}_2\text{O}_3\alpha$. Du grec « hematicos » — saignant. On connaît deux variantes polymorphiques naturelles : $\text{Fe}_2\text{O}_3\alpha$, rhomboédrique, stable et $\text{Fe}_2\text{O}_3\gamma$, cubique, instable que nous examinerons en particulier. Synonymes : oligiste, ocre rouge (variété compacte, cryptocristalline), sanguine (variété pulvérulente, rouge). On donne le nom de martite aux pseudomorphoses de magnétite en hématite.

Composition chimique. Fe 70,0 %. Contient parfois Ti (titano-magnétite) et Mg, à l'état d'impuretés isomorphes. Renferme également des petites quantités d'eau (hydrohématite se rencontrant habituellement à l'état colloïdal). Les masses cryptocristallines compactes contiennent souvent de la silice et de l'alumine d'apport mécanique.

Système rhomboédrique ; scalénoèdre ditrigonal, sym. $L^3\bar{3}L^23PC$.
Gr. sp. $R\bar{3}c(D_{3d}^6)$. $a_0 = 5,029$, $c_0 = 13,73$. **Structure cristalline** identique à celle du corindon (voir fig. 145). **Aspect des cristaux.** On

rencontre assez souvent dans les géodes des cristaux en tablettes rhomboédriques plus ou moins minces (fig. 148). Formes courantes : rhomboèdres $\{10\bar{1}1\}$, $\{10\bar{1}4\}$, pinacoïde $\{0001\}$, bipyramide hexagonale $\{22\bar{4}3\}$, etc. Du fait des macles polysynthétiques suivant le rhomboèdre $\{10\bar{1}1\}$, les plans du pinacoïde, de même que ceux du corindon, portent des stries triangulaires (fig. 148) et les faces du rhomboèdre $\{10\bar{1}1\}$, des stries parallèles, en diagonale. Les macles simples, suivant le rhomboèdre et le prisme, sont rares. On connaît de curieuses associations en tablettes courbes, accolées suivant

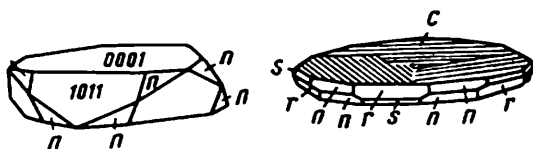


Fig. 148. Cristal d'hématite: $n \{22\bar{4}3\}$, $r \{10\bar{1}1\}$, $s \{02\bar{2}1\}$, $c \{0001\}$.

des plans proches de la position du pinacoïde (rosettes appelées « eisenroses »). **Etat d'agrégation.** Se rencontre souvent en masses homogènes compactes cryptocristallines, en lamelles ou en écailles. On connaît également des grosses masses fibreuses reniformes (voir fig. 46), se présentant en couches concentriques (minettes). Très souvent, l'hématite anhydre finement dispersée colore en rouge vif les minéraux et les roches. Telles sont, par exemple, les jaspes rouges (roches siliceuses), les marbres rouges, les schistes argileux rouges.

Couleur. La couleur des variétés cristallines varie du noir au gris acier. Les fines lamelles laissent filtrer une lumière rouge foncé. Les variétés terreuses, pulvérulentes sont de teinte rouge vif. **Trait** rouge cerise. **Eclat** submétallique. On observe parfois un chatoiement bleuâtre. N'est semi-transparente qu'en lamelles très fines. $Nm = 3,01$ et $Np = 2,78$ (en lumière de Li).

Dureté 5,5-6. Fragile. Absence de clivage. Présente un plan de séparation grossier suivant le rhomboèdre $\{10\bar{1}1\}$. **P. sp.** 5,0 à 5,2.

Caractères distinctifs. Se distingue assez facilement des minéraux qui lui ressemblent (ilménite, magnétite, goëthite, etc.) par son trait rouge cerise, sa dureté élevée, son faciès spéculaire ou écailleux et l'absence de magnétisme.

Ne fond pas au chalumeau. En flamme réductrice, à haute température, devient magnétique (se transforme en magnétite), ce qui est caractéristique. Se dissout très lentement dans HCl.

Origine et gisements. L'hématite se forme en milieu oxydant dans des gisements appartenant aux types génétiques les plus variés et dans les roches les plus diverses. La température de formation peut varier dans un intervalle assez large, cependant l'hématite est instable à haute température.

1. L'hématite se rencontre parfois en quantités négligeables, en tant que minéral accessoire des roches *ignées*, principalement acides (granites, syénites, andésites, etc.). On l'observe également assez rarement dans les *pegmatites* où elle s'est formée au cours du stade hydrothermal.

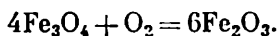
2. Elle forme des accumulations importantes dans certains gîtes *hydrothermaux* où elle est associée au quartz, à la barytine, parfois à la magnétite, la sidérite, la chlorite et à d'autres minéraux. Sa réduction ultérieure en magnétite est assez fréquente. Cependant, en d'autres endroits, on observe le processus inverse: la transformation de la magnétite en hématite (« processus de martitisation »). Il est probable que ces phénomènes sont liés à un changement du potentiel d'oxydoréduction postérieur au dépôt de ces minéraux par les eaux hydrothermales.

3. En tant que produit des *exhalaisons volcaniques* elle se rencontre sous forme de cristaux et d'enduits sur les parois des cratères de volcan et dans les fissures des laves. En 1817, sur le Vésuve, dans une telle fissure une masse d'hématite d'une puissance de 1 m a été ainsi déposée en 10 jours. Selon toute probabilité, elle résulte de la décomposition des sublimés de chlorures de fer.

4. Dans le *manteau de débris superficiel* en climat chaud et sec, l'hématite et l'hydrohématite se forment par déshydratation des hydroxydes de fer apparus antérieurement. Cette transformation irréversible peut être réalisée sans difficultés artificiellement en déshydratant progressivement la goëthite. Ces minéraux s'associent souvent aux hydroxydes d'aluminium: diaspore et bœhmite (bauxite ferrugineuse rouge vif).

On connaît des formes d'hématite et d'hydrohématite se présentant en concrétions en couches concentriques et à cassure inégale. Les couches concentriques sont constituées d'hématite ou d'hydrohématite groupées en gerbes rayonnantes et parfois de goëthite. Leur origine est insuffisamment étudiée. Il est probable qu'elles résultent de la déshydratation de masses d'hématite brune de même forme.

Il convient enfin de signaler que dans les pays au climat chaud, la martitisation est un phénomène fréquent dans les zones superficielles des gîtes de magnétite, c'est-à-dire que la magnétite s'oxyde en hématite suivant la réaction:



5. Lors des processus du *métamorphisme régional*, à haute température et à pression élevée, l'hématite se forme souvent en quantités importantes, dans les gisements sédimentaires d'hématite brune, par déshydratation de cette dernière. Telles sont, en particulier, les hématites rouges oolithiques, les schistes à hématite en paillettes et les quartzites ferrugineux constitués par une alternance de lits de quartzite et d'hématite écailleuse compacte. Ces quartzites con-

tiennent parfois des amas homogènes de dimensions énormes d'hématite et de magnétite.

Ayant le degré d'oxydation le plus élevé des oxydes de fer, l'hématite est chimiquement stable dans la zone d'oxydation. On observe seulement l'altération physique (désagrégation) et la formation de sanguine pulvérulente. La transformation des variétés cristallines en hydroxydes est très rare, ne s'observe que dans des conditions très particulières et porte sur des quantités très faibles.

En U.R.S.S., le plus important gisement d'hématite et de magnétite très pures se trouve à *Krivoï Rog* dans des quartzites précambriens, produits d'un métamorphisme régional qui s'est manifesté dans des séries ferrières initialement sédimentaires ayant été plissées à plusieurs reprises. Le gisement *Koutimskoïé* est un exemple de gisement d'origine hydrothermale. Là les minerais se trouvent dans des dolomies paléozoïques et se présentent en masses d'hématite cristalline groupée en grosses lamelles, transformée par endroits en magnétite.

L'hématite rouge oolithique se rencontre en couches sur le versant occidental de l'Oural Moyen, dans les régions *Koussié-Alexandrovski* et de *Pachiiski*.

Dans les autres pays, citons les énormes gisements des assises métamorphisées du Précambrien de la région du *Lac Supérieur* (U.S.A.) et ceux de *Minas-Geraes* (Brésil). Le gisement contacto-pneumatolytique de l'île d'Elbe dont proviennent de magnifiques cristaux d'oligiste exposés dans de nombreux musées présente un grand intérêt minéralogique. Les groupements en rosette se rencontrent dans plusieurs régions des Alpes.

Importance pratique. L'hématite est l'un des principaux minerais de fer servant à la fabrication de la fonte et de l'acier. Son importance économique et industrielle est universellement connue. La teneur en fer des minerais exclusivement à hématite varie habituellement de 50 à 65 %. Les variétés d'hématite pulvérulente et pure sont utilisées comme pigments pour peintures et pour la fabrication de crayons rouges.

ILMÉNITE — FeTiO_3 ou $\text{FeO} \cdot \text{TiO}_2$. Le nom de ce minéral vient des monts Ilmen (Oural du Sud) où il a été découvert. Synonyme: fer titané.

Composition chimique. Fe 36,8 %, Ti 31,6 %, O 31,6 %. Sous forme de substances isomorphes peut contenir Mg, souvent en quantités notables (picroilménite), parfois Mn (quelques unités de pour cent). La série isomorphe FeTiO_3 — MgTiO_3 existe et on suppose l'existence de la série FeTiO_3 — MnTiO_2 .

Système rhomboédrique; rhomboèdre, sym. L_3^6C . Gr. sp. $R\bar{3}(C_{3i})$. $a_0 = 5,083$; $c_0 = 14,04$. **Structure cristalline.** Analogue à celle du corindon avec la seule différence que les cases de Al sont alternativement prises par Fe^{2+} et Ti^{4+} . Ce remplacement par des ions de nature différente a pour conséquence un abaissement de la symétrie

du réseau cristallin. **Aspect des cristaux.** En tablettes épaisses (fig. 149), de faciès rhomboédrique, parfois lamellaire. Les formes courantes sont : le pinacoïde $\{0001\}$, les rhomboèdres $\{10\bar{1}1\}$, $\{02\bar{2}1\}$, $\{22\bar{4}3\}$, etc. Macles suivant le rhomboèdre $\{10\bar{1}1\}$. Se rencontre habituellement en inclusions informes, rarement en masses compactes granulaires. En tant que produit de dissociation de solutions solides, on observe au microscope des lamelles d'ilménite dans certaines variétés d'hématite, très souvent dans la titanomagnétite, plus rarement dans des variétés titanifères d'augite et dans d'autres minéraux.

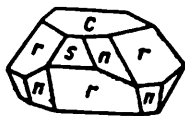


Fig. 149. Cristal d'ilménite :
c $\{0001\}$, n $\{22\bar{4}3\}$,
r $\{10\bar{1}1\}$, s $\{02\bar{2}1\}$.

Couleur. Noir de fer ou gris acier. **Trait** le plus souvent noir, parfois brun ou rouge brunâtre (variétés à inclusions d'hématite). **Eclat** submétallique. **Opaque.**

Dureté 5-6. **Clivage** difficile suivant le rhomboèdre $\{10\bar{1}1\}$. **P. sp.** 4,72. Faiblement magnétique.

Caractères distinctifs. Ressemble à l'hématite.

Les cristaux s'en distinguent par leur forme (ce sont des rhomboèdres, sans faces de bipyramides hexagonales). En masses compactes diffère de l'hématite par sa rayure et ses faibles propriétés magnétiques.

Examinée au chalumeau ne fond pas. Devient franchement magnétique dans la flamme réductrice. A l'état pulvérulent se dissout difficilement dans HCl concentré avec apparition d'oxyde de titane. Après fusion avec KHSO_4 , portée à l'ébullition en présence d'étain, fournit une solution violet bleuâtre, virant au rose par addition d'eau (réaction spécifique du titane).

Origine. L'ilménite se rencontre en mouchetures dans les roches ignées basiques : gabbros, diabases, pyroxénites, etc., dans lesquelles elle est souvent associée à la magnétite, et roches de la famille des syénites néphéliniques. On l'observe parfois en quantités notables dans certaines pegmatites (syénitiques) en paragenèse avec les feldspaths, la biotite, l'ilménorutile, etc.

Dans les roches ignées modifiées par des processus hydrothermaux l'ilménite se décompose généralement et se transforme en leucoxène. Elle peut également se décomposer en donnant un mélange d'hématite et de rutile, tout en conservant sa forme cristalline antérieure.

En U.R.S.S., on trouve des cristaux d'ilménite, parfois de grandes dimensions, dans les pegmatites des monts Ilmen près de la ville de Miass (Oural du Sud), parmi des syénites néphéliniques. Elle est également très répandue dans de nombreux gisements sous forme d'inclusions dans la titanomagnétite.

Ailleurs, citons les gisements norvégiens : ceux d'*Egersund-Soggedal* en filons dans des norites (roche ignée basique), de *Kragerø* où l'on trouve de gros cristaux pesant 6-7 kg, etc.

Importance pratique. Si les accumulations sont importantes, l'ilménite peut être exploitée en tant que minéral de titane. Ce dernier est employé sous forme de TiO_2 comme pigment pour la peinture blanche (blanc de titane possédant un pouvoir couvrant élevé). TiO_2 entre également avec le fer dans la composition d'alliages (ferrotitane, contenant 10 à 15 % de Ti) servant à la préparation d'aciers spéciaux et à d'autres usages.

Le titane métallique résiste aux hautes températures, est insensible à la corrosion, se soude facilement et possède un faible poids spécifique, c'est pourquoi il constitue une matière première précieuse pour l'industrie aéronautique.

5. Groupe de la braunite

Ce groupe comprend les oxydes de Mn, contenant Fe, de structure cristalline très différente de celle des minéraux du groupe du corindon.

BRAUNITE — $\text{Mn}^{++}\text{Mn}^{+++}\text{O}_3$. On écrit souvent la formule simplifiée Mn_2O_3 .

Composition chimique. MnO 44,8 %, MnO_2 55,2 %. Contient souvent jusqu'à 8 % de silice et présente un excès de protoxyde de manganèse dont la formule ne rend pas compte. En outre, la braunite renferme fréquemment du fer dont la concentration peut atteindre 10 % et plus. Au spectroscopie on décèle également la présence de B et Ba. Ce dernier élément provient probablement de la barytine qui accompagne habituellement la braunite.

Système quadratique ; bipyramide octaédrique, sym. L^44L^25PC . Gr. sp. $I4acd(D_{3h}^{20})$. $a_0 = 13,44$; $c_0 = 18,93$. Structure insuffisamment étudiée. Les cristaux sont de faciès octaédrique (fig. 150) ; la bipyramide quadratique proche, par ses angles, de l'octaèdre, est parfois combinée aux faces du prisme et du pinacoïde. Le plus souvent se rencontre en masses granulaires.

Couleur noire. **Trait** noir brunâtre. **Eclat** submétallique. **Opaque**.

Dureté 6. **Clivage** net suivant $\{111\}$. **P. sp.** 4,7 à 5,0. **Non magnétique**.

Caractères distinctifs. La braunite ressemble à de nombreux minéraux de manganèse de couleur noire. Elle est caractérisée par sa dureté élevée et sa rayure noire brunâtre. S'identifie d'une façon certaine par examen en section polie au microscope et une étude radiocristallographique.

Ne fond pas au chalumeau. Fournit la réaction caractéristique de Mn avec le borax. Difficilement soluble dans HCl avec dégagement de chlore et apparition de gel de silice. Se décompose dans HNO_3 en MnO et MnO_2 (dans le résidu).

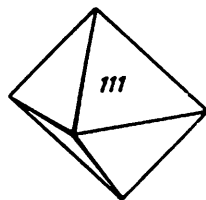


Fig. 150. Cristal de braunite.

Origine et gisements. Se forme en milieu réducteur mais n'est stable que dans un intervalle déterminé du potentiel d'oxydo-réduction. En milieu plus réducteur, est remplacée par la hausmannite Mn_3O_4 . Se rencontre dans quelques gîtes *pyrométasomatiques* et dans les filons *hydrothermaux* associée à divers minéraux de manganèse et de fer, la barytine, le quartz, etc. Est répandue en masses importantes dans les gîtes sédimentaires de manganèse ayant subi l'action du *métamorphisme régional*.

La braunite est instable dans la zone d'oxydation : s'oxydant jusqu'à la valence la plus élevée de Mn, elle se transforme en psilomélane, puis en pyrolusite (MnO_2), plus stable en présence d'oxygène.

En U.R.S.S., on trouve des accumulations importantes de braunite dans les gisements sédimentaires métamorphisés du Kazakhstan Central : celui de *Djezdy* dans la région de Karsakpaï, où on l'observe aussi en masses granulaires compactes dans de petits filons d'origine hydrothermale, celui de *Karadjal* dans la région d'Atasou, etc. Dans l'Oural, citons le gisement Sapalskoïé (près de Nijni Taguil) inclus dans des calcaires, où la braunite est associée à la hausmannite, l'hématite, la magnétite, la jacobsite, à des sulfures de Fe et Pb, etc.

Dans les autres pays, il convient de citer les importants gisements métamorphisés de l'Inde, du Brésil, d'Afrique du Sud (Postmasburg), etc.

Importance pratique. La braunite est un des plus importants minerais de manganèse utilisés en sidérurgie pour la préparation du ferro-manganèse qui sert comme élément d'alliage pour la fabrication de l'acier dans les fours Martin. Les minerais pauvres en manganèse sont utilisés comme fondant dans les hauts fourneaux au cours de l'élaboration des fontes ordinaires.

6. Groupe des spinelles

Les minéraux du groupe des spinelles de formule RO, R_2O_3 , doivent être considérés conformément aux résultats des études radiocristallographiques, comme des oxydes doubles et non comme des sels d'acides oxygénés, ils ne sont donc pas des aluminates, des ferrates, etc. Dans ce groupe les mélanges isomorphes sont nombreux. Les métaux trivalents pouvant se substituer les uns aux autres sont : Fe^{3+} , Al^{3+} , Cr^{3+} et Mn^{3+} , les métaux bivalents sont principalement Mg^{2+} , Fe^{2+} , parfois Zn^{2+} , Mn^{2+} et plus rarement, en faible quantité, Ni^{2+} et Co^{2+} . Notons que les ions bivalents à grand rayon ionique tels que Pb, Sr, Ca, Ba et les ions monovalents Na et K n'entrent pas dans la composition des minéraux de ce groupe. Selon les combinaisons entre les éléments précédemment cités, on distingue un grand nombre d'espèces minérales ayant des traits communs : forme des cristaux, caractères physiques et conditions de genèse (ils se forment surtout à haute température et à pression élevée).

La plupart de ces minéraux cristallisent dans le système cubique et leurs cristaux sont surtout de faciès octaédrique. Quelques-uns seulement sont quadratiques, mais leurs cristaux gardent le faciès octaédrique. Le chrysobéryl, de formule chimique identique à celle des autres spinellides, possède une structure différente vu la petitesse du rayon ionique de Be^{2+} . Ce minéral cristallise dans le système orthorhombique.

La structure cristalline des minéraux du groupe des spinelles est assez complexe. Les ions O sont assemblés de manière compacte dans des plans parallèles aux faces de l'octaèdre. Les cations bivalents

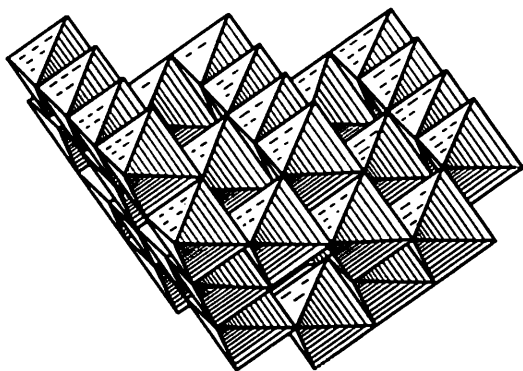


Fig. 151. Structure du spinelle. Motif fondamental de la structure en octaèdres, dans un placement orienté par rapport à l'axe vertical.

(Mg^{2+} , Fe^{2+} , etc.) sont entourés de quatre ions O disposés en tétraèdre, alors que les cations trivalents (Al^{3+} , Fe^{3+} , Cr^{3+} , etc.) sont entourés de six ions O formant un site octaédrique. En outre, chaque ion O est lié à un cation bivalent et à trois cations trivalents. La figure 151 représente le motif fondamental de la structure en octaèdres Al_2O_3 du spinelle, orientée par rapport à l'axe quaternaire vertical. Toutes les lacunes de ce motif sont remplies par des alignements de tétraèdres MgO_4 .

Ainsi, la structure est caractérisée par l'empilement d'« unités structurales » isométriques : tétraèdres et octaèdres. De plus, chaque sommet est commun à un tétraèdre et à trois octaèdres.

Ces particularités de la structure expliquent des propriétés telles que l'isotropie optique, l'absence de clivage, la stabilité chimique et thermique des composés, la dureté assez élevée, etc.

SPINELLE — MgAl_2O_4 . L'origine du nom de ce minéral est inconnue. Les variétés transparentes aux colorations diverses (rouge, rose, verte, bleue, violette, etc.) constituent des gemmes.

Composition chimique. MgO 28,2 %, Al_2O_3 71,8 %. Contient : Fe_2O_3 responsable de la coloration vert bouteille (chlorospinelle);

FeO qui avec Fe_2O_3 produit une teinte noire ; parfois ZnO, MnO, Cr_2O_3 .

Système cubique ; hexaoctaèdre, sym. $3L^4L_2^6L^29PC$. Gr. sp. $Fd\bar{3}m$ (O_h^7). $a_0 = 8,86$. La structure cristalline est typique. Elle a été décrite plus haut. Aspect des cristaux. Le spinelle se rencontre surtout en inclusions sous forme de cristaux octaédriques (fig. 152), généralement de petites dimensions, mais on trouve parfois des spécimens très gros (jusqu'à 25 cm). Les macles selon (111), c'est-à-dire suivant le plan d'assemblage compact des ions O, sont caractéristiques, d'où le terme de « macle des spinelles » (fig. 153).

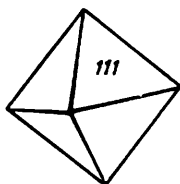


Fig. 152. Cristal de spinelle. Forme courante des spinellides.

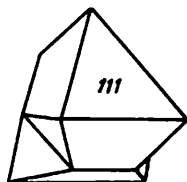


Fig. 153. « Macle des spinelles ».

Couleur. Les variétés incolores sont rares. Le plus souvent le spinelle est diversement coloré. **Eclat** vitreux. Optiquement isotrope. $N = 1,718-1,75$.

Dureté 8. Les impuretés sous forme de Fe_2O_3 et Cr_2O_3 l'abaissent jusqu'à 7,5-7.

Clivage selon {111} difficile. P. sp. 3,5 à 3,7 (le plus faible du groupe des spinelles). Température de fusion $2\ 150^\circ$.

Caractères distinctifs. Les plus importants sont le faciès octaédrique des cristaux et la dureté élevée. L'étude au microscope, en lumière polarisée, de la poudre permet de distinguer sans difficulté le spinelle isotrope des variétés biréfringentes de corindon, de forme semblable et de coloration analogue. Diffère des autres minéraux du groupe des spinelles par son poids spécifique plus faible.

Ne fond pas au chalumeau. Les acides restent sans action.

Origine et gisements. Le spinelle se rencontre le plus souvent dans les formations *pyrométasomatiques* parmi les dolomies et les calcaires magnésiens où il résulte des actions pneumatolytiques des magmas, à haute température. Il forme des paragenèses avec différents minéraux de même origine : grenats, pyroxènes, silicates chlorés, etc.

Il se rencontre quelquefois dans les *pegmatites* et les roches *magmatiques*. On le trouve également dans les roches de profondeur très métamorphisées : gneiss et schistes cristallins.

Du fait de sa stabilité dans les zones superficielles on le trouve souvent dans les alluvions.

En U.R.S.S., quelques spécimens de spinelle vert émeraude ont été découverts dans les placers de la rivière *Kamenka*, dans la ré-

gion de Kotchkar (Oural du Sud). Il est probable qu'il provient comme les autres gemmes qui l'accompagnent des pegmatites érodées répandues dans cette région. On a également trouvé des spinelles bleus et violets aux environs du lac *Baïkal* et des variétés rouges dans la région de la Ferghana (mines de *Choungan*, près de la frontière de l'Afghanistan). De très importants gisements de spinelle rouge sont à *Ceylan* et à *Bornéo* (dans des placers aurifères), en Birmanie, au Thaïlande, en Afghanistan et dans d'autres pays.

Importance pratique. Seuls les cristaux parfaitement transparents, non fendillés, sont utilisés comme pierres précieuses. Ces cristaux sont généralement extraits en même temps que l'or ou d'autres gemmes (rubis). Dans les mines de rubis de Mogon (Birmanie du Nord) le spinelle noble était extrait à raison de 10 000 carats annuellement en même temps que le rubis (jusqu'à 50 000 carats). On ne connaît pas de gîtes importants dans les roches en place.

MAGNÉTITE — FeFe_2O_4 . L'origine du nom de ce minéral est obscure. On suppose qu'il vient de la localité de Magnésie (en Macédoine) ou du nom du berger Magnès qui découvrit la magnétite naturelle parce qu'elle attirait l'extrémité ferrée de son bâton et les clous de ses chaussures. Synonyme : oxyde magnétique.

Composition chimique. FeO 31 %, Fe_2O_3 69 %. Teneur en Fe 72,4 %. Est habituellement relativement pure. Variétés : *titanomagnétite*, contenant TiO_2 (jusqu'à 7,5 %) qui forme à haute température une solution solide avec la magnétite ; *chromomagnétite*, contenant Cr_2O_3 (jusqu'à plusieurs %). On rencontre parfois des variétés riches en MgO (jusqu'à 10 %), Al_2O_3 (15 %), etc. Il convient également de noter ici l'existence de l'oxyde de fer ferromagnétique $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$, cristallisant dans le système cubique, relativement rare dans la nature, appelé maghémite (premières syllabes de magnétite et d'hématite).

Système cubique ; hexaoctaèdre. $a_0 = 8,374$. **Structure cristalline** analogue à celle du spinelle.

Aspect des cristaux. Les cristaux courants sont de faciès octaédrique, plus rarement en dodécaèdre rhomboïdal (fig. 154). Les faces $\{110\}$ portent souvent des stries parallèles à la grande diagonale des rhombes. Au microscope on observe de minuscules dendrites de magnétite dans le verre basaltique. Macles suivant (111) . **Etat d'agrégation.** Le plus souvent se rencontre en masses granulaires compactes ou en mouchetures dans les roches ignées, principalement basiques. On trouve également des cristaux en druses.

Couleur. Noir de fer ; les cristaux présentent parfois une irisation bleuâtre. **Trait noir.** Eclat submétallique. Opaque.



Fig. 154. Cristal de magnétite : $q\{110\}$.

Dureté 5,5-6. Fragile. Absence de clivage. On observe souvent un plan de séparation suivant {111}. P. sp. 4,9 à 5,2. **Autres propriétés.** Fortement magnétique, parfois magnétipolaire. Par chauffage au rouge (près de 580°) le magnétisme disparaît brusquement, mais réapparaît à nouveau après refroidissement.

Caractères distinctifs. Par sa rayure noire et ses propriétés magnétiques diffère des minéraux d'aspect semblable (hématite, goëthite, haumannite, chromite, etc.) mais n'est pas toujours facile à distinguer des autres minéraux du groupe des spinelles, riches en oxydes ferreux et ferriques : ferrochromite, jacobsite, etc.

Ne fond pas au chalumeau. Dans la flamme réductrice se transforme tout d'abord en maghémite ($\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$) puis en hématite en perdant son magnétisme. Avec le borax et le phosphate ammoniacosodique donne la réaction spécifique du fer (perle vitreuse vert bouteille). Soluble dans HCl à l'état pulvérulent.

Origine et gisements. La magnétite se forme en milieu plus réducteur que l'hématite et se rencontre dans des gisements de types génétiques très variés et dans les roches les plus diverses.

1. Dans les roches *magmatiques* on l'observe généralement sous forme de mouchetures. Les gîtes magmatiques de titanomagnétite, se présentant en amas et en filons, sont souvent liés génétiquement aux roches basiques (gabbros).

2. La magnétite se rencontre dans de nombreuses *pegmatites* en paragenèse avec la biotite, le sphène, l'apatite et d'autres minéraux.

3. La magnétite joue souvent un rôle très important dans les formations pyrométasomatiques où elle est accompagnée de grenats, de pyroxènes, de chlorites, de sulfures, de calcite et d'autres minéraux. On connaît d'importants gisements le long du contact des calcaires avec des granites et des syénites.

4. C'est un minéral accessoire des gîtes *hydrothermaux* généralement associé aux sulfures (pyrrhotine, pyrite, chalcopyrite, etc.). Les gisements autonomes où la magnétite est accompagnée de sulfures, d'apatite et d'autres minéraux, sont assez rares. En U.R.S.S., les plus importants gisements de ce type se situent en Sibérie dans la région Angaro-Ilimski.

5. Dans les conditions *exogènes* la formation de la magnétite est exceptionnelle. On suppose que la présence de grains de magnétite dans les vases marines actuelles est due non seulement à un apport de matériel détritique d'origine continentale, mais aussi à leur formation *in situ* à partir d'hydroxydes de fer sous l'action réductrice de substances organiques en voie de décomposition.

6. Sous l'action du *métamorphisme régional* la magnétite résulte, de même que l'hématite, de la déshydratation des hydroxydes de fer antérieurement formés dans les roches sédimentaires au cours des processus exogènes, mais en milieu réducteur (à l'abri de l'oxygène). On attribue une telle origine aux minerais à hématite et magnétite se présentant en couches dans les séries sédimentaires métamorphisées.

C'est un minéral relativement stable dans la zone d'oxydation. La désagrégation mécanique des roches contribue à son isolation des minéraux qui l'accompagnent et on le retrouve toujours dans les alluvions. Dans les résidus noirs résultant du lavage des sables aurifères on décèle des grandes quantités de magnétite.

Durant l'altération superficielle, la magnétite s'hydrate très difficilement. Ce processus (c'est-à-dire la transformation en hydroxydes de fer) s'observe rarement et porte sur des quantités relativement faibles.

Le phénomène de martitisation (transformation pseudomorphe de la magnétite en hématite) se produit en climat chaud. La martitisation locale de la magnétite s'observe également dans les gîtes hydrothermaux et les gîtes métamorphisés sans aucun lien avec les processus exogènes.

Les gisements de magnétite sont très nombreux en U.R.S.S. Nous n'en donnerons que quelques exemples.

1. Parmi les gîtes magmatiques, citons le gisement de titanomagnétite *Koussinskoïé*, également riche en vanadium (dans l'Oural, à 18 km au nord de Zlatoust). Ce gisement se présente en filons continus sillonnant la roche mère: une formation de gabbros altérés. La magnétite y est étroitement associée à l'ilménite et à la chlorite.

2. Le *mont Magnitnaïa*, bien connu (Oural du Sud), est un exemple de gîte pyrométasomatique. De puissantes accumulations de magnétite sont incluses dans des skarns à grenat, à pyroxène et grenat, etc. Ces skarns se sont formés à partir de calcaires modifiés par des émanations d'un magma granitique. Dans certains secteurs la magnétite est associée à l'hématite primaire. Les minerais situés au-dessous de la zone d'oxydation contiennent des inclusions de sulfures (pyrite, plus rarement chalcopryrite, galène, etc.).

D'autres gisements du même type se trouvent dans l'Oural: *mont Vyssokaïa* (près de Nijni Taguil), *mont Blagodat* (région Kouvchinski), le groupe de gisements de la province de Koustanai. Notons également le gisement de *Dachkessan* en R.S.S. d'Azerbaïdjan, etc.

3. L'énorme gisement de *Krivoï Rog* en Ukraine résulte de l'action du *métamorphisme régional* sur des formations sédimentaires. Dans les quartzites ferrugineux lités le minéral homogène se présente non seulement en couches classiques mais aussi en colonnes de section lenticulaire s'enfonçant à une grande profondeur.

Parmi les autres gisements de ce type, citons: *Kourskaïa magnitnaïa anomalïa* (« Anomalie magnétique de Koursk », au Sud-Est de Koursk), les minerais à magnétite et hématite du Kazakhstan Central, etc.

Ailleurs, signalons d'immenses gisements de *Kirunavaara* et de *Luossavaara* en Suède. Le minerai (magnétite associé à l'apatite) forme de puissants filons dans des séries métamorphisées. Les impor-

tants gisements de magnétite et d'hématite des U.S.A. sont situés dans la région du *Lac Supérieur*, dans des schistes métamorphiques anciens, au Labrador (Terre-Neuve), etc.

Importance pratique. Les minerais à magnétite, renfermant souvent 60 % de Fe, sont l'une des principales matières premières de la sidérurgie. Les impuretés gênantes sont le phosphore, dont la concentration ne doit pas excéder 0,05 % pour que le procédé Bessemer soit applicable et 0,03 % pour l'obtention d'un métal de bonne qualité, ainsi que le soufre dont la teneur ne doit pas dépasser 1,5 %. La teneur en phosphore des minerais destinés au traitement par le procédé Thomas doit obligatoirement se situer entre 0,61 % et 1,50 %. Le phosphore passe aux scories (« scories de déphosphoration » utilisées comme engrais).

Le vanadium, très recherché pour la fabrication d'aciers spéciaux, est récupéré dans les scories provenant du traitement des minerais à titanomagnétite. Le pentaoxyde de vanadium est employé dans l'industrie chimique, comme pigment en céramique et dans d'autres domaines.

CHROMOSPINELLES de formule générale : $(\text{Mg}, \text{Fe})(\text{Cr}, \text{Al}, \text{Fe})_2\text{O}_4$. Tous les minéraux de ce groupe se rencontrent dans des conditions naturelles identiques. Ils sont à tel point semblables par leurs caractéristiques extérieures qu'il est impossible de les distinguer sans analyse chimique. Dans la pratique, les géologues les nomment simplement « *chromites* ». Selon la composition on distingue les espèces minérales suivantes : la *chromite* proprement dite FeCr_2O_4 (on la trouve dans les météorites et très rarement dans la croûte terrestre), la *magnochromite* $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{Cr}_2\text{O}_4$, l'*alumochromite* $\text{Fe}(\text{Cr}, \text{Al})_2\text{O}_4$ et la *chromopicotite* $(\text{Mg}, \text{Fe})(\text{Cr}, \text{Al})_2\text{O}_4$. La chromite a été découverte par l'académicien T. Lovitz en 1797.

Composition chimique. La teneur en Cr_2O_3 des chromospinelles les plus répandus est très variable : de 18 à 62 % ; FeO de 0 à 18 %, MgO de 6 à 16 %, Al_2O_3 de 0 à 33 %, Fe_2O_3 de 2 à 30 %. En outre, on trouve sous forme d'impureté isomorphe : TiO_2 jusqu'à 2 %, V_2O_3 jusqu'à 0,2 %, MnO jusqu'à 1 %, ZnO (quelques unités de pour cent), NiO (quelques dixièmes de pour cent), CoO (quelques centièmes de pour cent).

Système cubique ; hexaoctaèdre, sym. $3L^4 4L_6^3 6L^2 9PC$. $a_0 = 8,305$. **Structure cristalline** analogue à celle du spinelle. **Aspect des cristaux.** On trouve des petits cristaux de faciès octaédrique. Habituellement, se rencontrent en grains arrondis ou informes et en amas granulaires homogènes.

Couleur noire. En lame mince ces minéraux sont semi-transparents ou translucides et laissent filtrer une lumière rouge foncé ou marron-rouge. Seules les variétés riches en FeO et Fe_2O_3 sont totalement opaques. **Trait brun.** **Eclat métallique.** $N = 2,07$ à $2,16$ (résultats d'un nombre restreint de mesures).

Dureté 5,5 à 7,5. Absence de clivage. **P. sp.** propriétés. Les chromospinelles contenant FeO et ment magnétiques. Les variétés riches en ces co en Cr₂O₃ sont fortement magnétiques.

Caractères distinctifs. Les caractères distinctifs les chromospinelles sont leur teinte noire, leur trait à té élevée et la réaction caractéristique du chrome. dans les roches ultrabasiques (dunites, péridotites et est si constante qu'il est possible de les reconnaître prail- liblement sur le terrain par les caractères énumérés ci-dess.

Ne fondent pas au chalumeau. La perle de borax ou de phosphate ammoniaco-sodique devient vert émeraude en refroidissant (réaction du chrome). Insolubles dans les acides.

Origine et gisements. Les chromospinelles se rencontrent presque exclusivement dans les roches *ignées* ultrabasiques sous forme soit de mouchetures, soit d'accumulations lenticulaires, columnaires ou en nids informes. Ils sont associés à la serpentine verdâtre (hydrosilicate de Mg et Fe), à l'olivine (Mg, Fe)₂SiO₄, à des chlorites chromifères, parfois à des grenats chromifères de couleur vert émeraude, etc. Dans certains massifs de roches ultrabasiques ils forment des paragenèses avec les minéraux du groupe du platine et de l'iridosmine.

Dans la zone d'altération les chromospinelles sont chimiquement stables. Leur oxydation et leur altération ne s'observent qu'en climat chaud.

En U.R.S.S., la plupart des gisements de chromospinelles se trouve dans l'Oural. Signalons en particulier les minerais du versant oriental à l'extrême Sud de l'Oural dont la teneur en chromite est élevée: gisements dits *Donskié* ou *Kempirsaińskié* (région d'Aktioubinsk). Un autre gisement connu, celui de *Saranov*, se trouve dans l'Oural du Nord, il se présente en amas filoniens continus à fort pendage formés de minerais à chromite de qualité assez médiocre (forte teneur en fer). On connaît également de petits gisements en Transcaucasie: *Chordjinskoïé*, *Guëidarinskoïé*, etc. (rive orientale du lac Sévan et au Sud-Est de celui-ci en R.S.S. d'Arménie).

Dans les autres pays citons les gîtes de chromite de *Rhodésie* (Sud-Est africain), de *Nouvelle-Calédonie*, de *Turquie*, de l'île de *Cuba*, etc.

Importance pratique. Les minerais à chromite sont la seule matière première utilisée pour la préparation du ferro-chrome. On emploie ce dernier comme élément d'alliage pour les aciers spéciaux au chrome et au chrome-nickel. De plus, le chromage, c'est-à-dire le dépôt d'une couche de chrome sur différents objets métalliques pour les préserver de la corrosion, a une grande importance industrielle. Une partie des minerais à chromite est utilisée par l'industrie chimique pour la fabrication de peintures résistantes, pour le tannage des cuirs et la préparation de réactifs (bichromates, etc.).

Les minerais homogènes, de qualité inférieure, pauvres en Cr_2O_3 et riches en FeO et Fe_2O_3 servent à la fabrication de briques réfractaires.

HAUSMANNITE — MnMn_2O_4 . **Composition chimique.** MnO 62,0 %, MnO_2 38,0 % (Mn 72,0 %). Contient également FeO et Fe_2O_3 .

Système quadratique; bipyramide octaédrique, sym. L^4L^25PC . Gr. sp. $I4amd$ (D_{4h}^{10}). $a_0 = 5,75$; $c_0 = 9,42$. **Structure cristalline.** Bien que ce minéral cristallise dans le système quadratique, sa structure est identique à celle du spinelle. Se présente habituellement en amas granulaires. Les cristaux se rencontrent seulement dans les géodes. **Aspect des cristaux** voisin du faciès octaédrique (fig. 155). L'angle (001): (011) = $58^\circ 57'$ ($54^\circ 44' 8''$ pour l'octaèdre régulier).

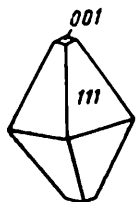


Fig. 155. Cristal d'hausmannite.

Macles fréquentes suivant (112). Les macles polysynthétiques que l'on observe en lame mince, en lumière réfléchie, les nicols étant croisés, sont caractéristiques.

Couleur noire. **Trait** marron ou brun rougeâtre. **Eclat**: les cristaux non altérés présentent un fort éclat adamantin ou submétallique.

Dureté 5. **Fragile**. **Clivage** assez bon suivant {001}. **P. sp.** 4,7 à 4,9. Non magnétique.

Caractères distinctifs. En masses granulaires difficile à distinguer des autres minéraux de manganèse sans examen microscopique. Diffère de la braunite par sa dureté plus faible et sa rayure nettement rougeâtre. Le trait de la pyrolusite MnO_2 est noir. Les minéraux du groupe du psilomélane ont un trait noir ou brun chocolat. Se distingue de l'hématite par sa dureté et la structure des agrégats cristallins.

Ne fond pas au chalumeau. La perle de borax se teinte en violet dans la flamme réductrice. Soluble dans HCl avec dégagement de chlore.

Origine et gisements. De même que la magnétite, la hausmannite se forme en milieu plus réducteur que la braunite. Tout comme la braunite à laquelle elle est souvent associée, la hausmannite se rencontre dans certains gîtes *pyrométasomatiques* et *hydrothermaux* de manganèse. Elle est généralement étroitement associée à des minéraux riches en protoxyde de manganèse MnO : téphroïte (Mn_2SiO_4), manganosite (MnO), rhodochrosite (MnCO_3), grenats manganoux, etc. Parmi les minéraux non métallifères on observe le plus souvent la barytine, mais jamais le quartz qui est habituellement associé à la braunite et aux silicates de manganèse (rhodonite, bustamite).

On trouve la hausmannite en quantités importantes, en même temps que la braunite, parfois la jacobsite, la magnétite et d'autres oxydes anhydres de Mn et Fe, dans les gîtes sédimentaires de manganèse *métamorphisés*. Sous l'effet d'un faible métamorphisme régional

la hausmannite se forme par déshydratation des hydroxydes de manganèse ou par réduction de la pyrolusite et de la braunite. On connaît des pseudomorphoses de hausmannite en braunite.

En U.R.S.S., la hausmannite est l'un des minéraux essentiels du gîte hydrothermal *Sapalskoïé*, inclus dans les calcaires marmorisés de la région de Nijni Taguil. Les minerais contiennent également de la braunite et de la magnétite (probablement manganifère), de la hématite, de la rhodochrosite, des sulfures de Fe, etc. Au Kazakhstan Central, on trouve la hausmannite associée à la braunite dans les minerais du gisement sédimentaire métamorphisé de *Karadjal*.

Dans les autres pays, la hausmannite se rencontre en paragenèses semblables dans les gîtes pneumatolytiques de contact de *Nordmark* et de *Longban* (Suède) et dans les gîtes filoniens d'*Ilfeld* (Hartz, Allemagne), etc.

Importance pratique. De même que les minerais à braunite, les minerais à hausmannite sont employés en sidérurgie pour la préparation du ferromanganèse ou comme fondant pour la fabrication de la fonte (suivant leur teneur en manganèse).

GAHNITE — $ZnAl_2O_4$. ZnO 44,3 %, Al_2O_3 55,7 %. Contient: MgO, FeO, MnO et Fe_2O_3 .

Système cubique; hexaoctaèdre. $a_0 = 8,062$. **Aspect des cristaux** identique à celui du spinelle. Se rencontre également en dodécaèdres orthorhombiques et en cubes modifiés. Certains cristaux atteignent de grandes dimensions. Forme la macle des spinelles; l'accolement des cristaux se fait suivant {111}.

Couleur. Vert foncé, vert grisâtre à vert noirâtre. **Trait** gris. Semi-transparente. **Eclat** vitreux. $N = 1,78$ à $1,82$.

Dureté 7,5 à 8. Fragile. **Clivage** difficile suivant {111}. **P. sp.** 4,0 à 4,6. Ressemble à de nombreux autres minéraux du groupe des spinelles.

Caractères distinctifs. La gahnite peut être reconnue en première approximation par son poids spécifique élevé, son indice de réfraction et son association avec des minéraux de zinc, mais elle ne peut être déterminée de manière certaine qu'au chalumeau et par l'analyse chimique.

Ne fond pas au chalumeau. Sur le charbon, en présence de soude, donne un enduit de ZnO. Les acides et les bases restent sans action.

Origine et gisements. Se rencontre assez rarement dans certaines pegmatites et dans quelques gîtes pyrométasomatiques inclus dans des calcaires marmorisés avec d'autres minéraux de même origine (en particulier des minéraux zincifères).

Quelques découvertes isolées ont été faites dans des roches très métamorphisées (des talcschistes, par exemple).

En U.R.S.S., la gahnite a été trouvée dans l'Altyn-Taou (au Nord-Est de la R.S.S.A. de Kara-Kalpakie), en Ukraine, dans les pegmatites de la Bordure Occidentale de la mer d'Azov, etc.

On trouve de grandes quantités de la gahnite dans le gisement bien connu de *Franklin* (New-Jersey, U.S.A.) où elle forme de singulières paragenèses avec des minéraux de manganèse et de zinc : zincite, franklinite, etc. On l'a également rencontrée dans des talcschistes près du gisement de Falun (Suède) et dans des placers diamantifères au Brésil.

FRANKLINITE — $(\text{Zn}, \text{Mn})\text{Fe}_2\text{O}_4$. Contient parfois FeO et Mn_2O_3 . Système cubique. Possède de nombreuses propriétés physiques de la magnétite. Opaque. Trait brun rougeâtre. Faiblement magnétique. P. sp. 5,07 à 5,22. $N = 2,36$. Infusible. Dans la flamme oxydante donne avec le borax un verre violet rougeâtre (réaction du manganèse). Sur le charbon fournit avec la soude un enduit de ZnO. Soluble dans HCl (avec dégagement de Cl si l'échantillon contient Mn_2O_3).

Se rencontre en grandes quantités dans le gisement pyrométasomatique (?) bien connu de Franklin-Furnace (New-Jersey, U.S.A.). Là, dans des calcaires cristallins, on la trouve associée aux minéraux suivants : zincite, willémite (Zn_2SiO_4), calcite, plus rarement gahnite, axinite, silicates de manganèse, apatite, etc.

CHRYSOBÉRYL — BeAl_2O_4 . Du grec « chrysos » — or. Variété : *alexandrite*, pierre précieuse de teinte vert émeraude, prenant une coloration violet-rouge à la lumière électrique.

Composition chimique. BeO 19,8 %, Al_2O_3 80,2 %. Contient toujours Fe_2O_3 (3,5-6 %), parfois TiO_2 (jusqu'à 3 %) et Cr_2O_3 (jusqu'à 0,4 %), qui colorent l'alexandrite en vert émeraude.

Système orthorhombique ; bipyramide orthorhombique, sym. $3L^23PC$. Gr. sp. *Pmnb*. $a_0 = 5,47$; $b_0 = 9,39$; $c_0 = 4,42$. **Structure cristalline.** En classant les cristaux d'après leurs formes extérieures, E. Fédorov pensait déjà que la structure du chrysobéryl devait être identique à celle des minéraux du groupe de l'olivine. Les études radiocristallographiques ont pleinement confirmé ses conclusions : l'arrangement des ions dans la maille élémentaire est identique à celui de la forstérite (Mg_2SiO_4). Les ions O forment, en fait, un assemblage compact hexagonal ; les ions Be, de même que les ions Si dans la forstérite, sont entourés de quatre ions O et les ions Al, de six ions O. **Aspect des cristaux.** En tablettes épaisses éventuellement en prismes courts ou allongés. L'arrangement des ions O, dont le rôle dans la structure est déterminant, se rapproche du mode hexagonal compact, ce qui détermine un rapport pseudo-hexagonal entre les axes a et b , c'est pourquoi les cristaux ont souvent un faciès pseudo-hexagonal (fig. 156). Cela est particulièrement frappant (fig. 157) pour les triplets suivant (030), caractéristiques de l'alexandrite. Les faces (001) portent souvent des stries parallèles à a , permettant de reconnaître les macles groupant trois cristaux (fig. 157).

Couleur. Le chrysobéryl est habituellement jaune ou jaune verdâtre; rarement incolore. Seule la variété chromifère (alexandrite) présente une coloration vert émeraude passant au rouge violacé en lumière électrique. Eclat vitreux, gras en cassure. $N_g = 1,753$, $N_m = 1,747$ et $N_p = 1,744$.

Dureté 8,5. Fragile. Clivage net suivant $\{110\}$ et difficile suivant $\{001\}$ et $\{010\}$. Cassure conchoïdale. **P. sp.** 3,50 à 3,84.

Caractères distinctifs. Ne se rencontre qu'en cristaux de forme caractéristique, très différente de celle des cristaux de béryl, dont il se distingue également par sa dureté élevée et sa couleur.

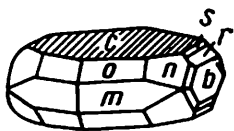


Fig. 156. Cristal pseudo-hexagonal du chrysobéryl:
 $c \{001\}$, $n \{111\}$, $m \{110\}$, $b \{010\}$,
 $n \{121\}$, $s \{021\}$, $r \{031\}$.

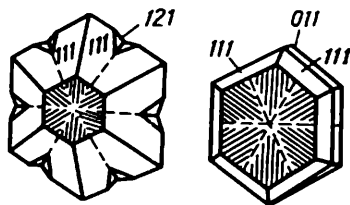


Fig. 157. Macles par interpénétration suivant (130) présentant des stries sur les faces $\{001\}$.

Ne fond pas au chalumeau. Insoluble dans les acides. Ne se dissocie qu'à l'état pulvérulent, par fusion avec KOH et KHSO_4 . Le mélange ainsi obtenu traité par une solution de nitrate acide de cobalt puis grillé se colore en un bleu caractéristique.

Origine et gisements. Ce minéral relativement rare se rencontre dans les *pegmatites* et les formations *pneumatolytiques de contact*, à la limite des schistes et des intrusions granitiques. Le chrysobéryl est très stable dans la zone d'oxydation. Il se retrouve dans les gîtes alluvionnaires sous forme de galets. Quelques spécimens d'alexandrite atteignent plusieurs centimètres.

Une collection groupant 22 des plus gros cristaux que l'on ait jamais découverts et quelques triplets d'alexandrite est conservée au Musée de Minéralogie de l'Académie des Sciences de l'U.R.S.S. Le chrysobéryl est habituellement associé à l'émeraude, aux feldspaths, à l'apatite et à d'autres minéraux des micaschistes, des chloritoschistes et des talcschistes, dans les auréoles de contact entourant les pegmatites granitiques.

En dehors de l'U.R.S.S., signalons les gisements de *Minas-Geraes* (Brésil), où le chrysobéryl est associé au topaze, au cristal de roche, au spinelle, au grenat, à la tourmaline et à d'autres minéraux des filons de pegmatite sillonnant des gneiss et des micaschistes. Citons, enfin, les placers des îles de *Ceylan* et de *Madagascar*.

Importance pratique. Les variétés transparentes aux belles colorations sont employées comme pierres précieuses en joaillerie.

7. Groupe du rutile

Le présent groupe réunit les composés de formule générale AX_2 , cristallisant dans le système quadratique : ce sont les bioxydes de Ti, Sn, Mn et Pb. Parmi ces derniers, TiO_2 existe sous trois modifications polymorphiques naturelles portant des noms spéciaux et MnO_2 au moins sous deux modifications. Selon certaines données, le composé SnO_2 est également dimorphe.

Les principaux minéraux de ce groupe ne s'associent pas en paragenèse et se forment dans des conditions différentes. Le bioxyde d'étain se rencontre parfois dans des conditions analogues à celles de la formation de TiO_2 , mais s'en distingue par son comportement au cours des processus géologiques. MnO_2 et PbO_2 apparaissent dans des conditions tout à fait différentes, presque toujours au cours des processus exogènes de synthèse des minéraux.

Notons qu'en présence de Fe^{2+} , Nb^{5+} et Ta^{5+} peuvent entrer dans la composition du rutile (ainsi que de la brookite et de l'anatase), sous forme d'impureté isomorphe.

La formule chimique de tels composés s'écrit : $Ti_{3-3x}Nb_{2x}Fe_xO_6$. Elle montre que deux ions Nb^{5+} et un ion Fe^{2+} peuvent se substituer à trois ions Ti^{4+} , avec conservation de la charge globale des ions remplacés. Les rayons de tous ces ions étant du même ordre de grandeur (voir fig. 142), la structure cristalline demeure inchangée. Seules les dimensions du réseau augmenteront quelque peu, en fonction des rayons ioniques de Nb^{5+} , Ta^{5+} et Fe^{2+} (ou Mn^{2+}). Ainsi, ces variétés du rutile sont des mélanges isomorphes de TiO_2 (plus exactement de Ti_3O_6) et de $Fe^{2+}Nb_2O_6$ ou $Fe^{2+}Ta_2O_6$ (minéraux nommés mossite et tapiolite), possédant la même structure cristalline que le rutile.

Signalons que les composés $FeNb_2O_6$ et $FeTa_2O_6$ sont dimorphes et qu'ils cristallisent dans les systèmes quadratique et orthorhombique. La structure cristalline de la modification orthorhombique (columbite et tantalite) est également analogue à celle de la variante orthorhombique de TiO_2 (brookite).

RUTILE — TiO_2 . Du latin « rutilus » — rougeâtre. C'est la modification la plus stable de TiO_2 à haute et à basse température.

Composition chimique. Ti 60 %. Les analyses chimiques montrent que le rutile contient souvent des impuretés d'autres éléments : Fe sous forme d'oxyde ferreux ou ferrique, parfois Sn^{4+} (jusqu'à 1,5 %), rarement Cr^{3+} , V^{3+} , etc. La variété riche en $FeTiO_3$ (en solution solide) est appelée *nigrine*.

Système quadratique ; bipyramide bitétragonale (dioctaèdre), sym. L^44L^25PC . Gr. sp. $P4/mnm(D_{4h}^{14})$. $a_0 = 4,58$; $c_0 = 2,95$. **Structure cristalline.** La structure cristalline du rutile, typique au groupe, est représentée sur la figure 158. Elle présente quelques particularités. Dans la structure du type corindon les couches d'ions

O d'assemblage compact sont disposées perpendiculairement à l'axe ternaire, dans celle du spinelle ces mêmes couches sont parallèles aux faces de l'octaèdre (c'est-à-dire également perpendiculaires aux axes ternaires), alors que dans le rutile, comme l'a montré N. Bélov, les directions d'assemblage compact constituent des colonnes parallèles à son axe cristallographique principal (quaternaire). Chaque ion Ti est entouré de six ions O disposés aux sommets d'un octaèdre presque régulier. Ces octaèdres sont alignés en colonnes suivant l'axe c (fig. 158, B), d'où vient le faciès prismatique ou

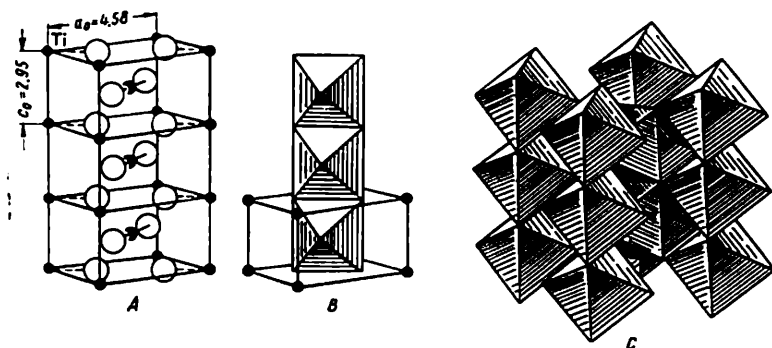


Fig. 158. Structure du rutile.

A — arrangement des centres des ions (cercles noirs : titane, cercles blancs : oxygène) ; empilement de trois mailles élémentaires de rutile. B — arrangement en octaèdres TiO_6 (colonne centrale), les ions Ti sont situés au centre des octaèdres. C — vue générale de la structure, orientée par rapport à l'axe quaternaire vertical.

aciculaire des cristaux présentant des plans de clivage parallèles à leur axe longitudinal. Notons que dans la structure du rutile, à la différence des autres modifications de TiO_2 , chaque octaèdre TiO_6 a 2 arêtes en commun avec les octaèdres voisins (fig. 158, B). Les colonnes d'assemblage compact des ions O, orientées suivant l'axe quaternaire, correspondent en fait à l'une des trois directions possibles dans un plan d'assemblage compact hexagonal, c'est pourquoi les minéraux du groupe du rutile sont souvent maclés en genoux (fig. 160) constituant ainsi une association de deux ou trois cristaux qui forment entre eux un angle proche de 120° (c'est-à-dire correspondant aux directions du réseau hexagonal). Des groupements de six individus, en forme d'anneau, peuvent également se former par répétition de ce mode d'accolement. Ce phénomène apparaît également dans les groupements épitaxiaux entre le rutile et l'oligiste : les cristaux aciculaires de rutile forment un angle de 120° avec le pinacoïde basal $\{0001\}$ de l'oligiste (voir fig. 148). De tels groupements peuvent aussi se former avec les micas et d'autres minéraux dont les faces correspondent aux plans d'assemblage compact des ions O. Aspect des cristaux. Les cristaux sont très caractéristiques, leur faciès est prismatique (en baguettes) ou aci-

culaire. Formes courantes: $\{100\}$, $\{110\}$, $\{101\}$, $\{111\}$, quelquefois $\{001\}$. On observe souvent des stries parallèles à l'axe principal c . Les formes typiques des cristaux sont présentés sur la figure 159. Les macles suivant le plan (011) , dites en genou (fig. 160), sont très fréquentes. Les groupements en réseau plan de cristaux de rutile aciculaires maclés par deux sont appelés sagénite. Comme nous l'avons indiqué, on rencontre fréquemment des groupements épitaxiaux entre cristaux de rutile et d'oligiste dans lesquels l'axe quaternaire du rutile coïncide avec l'un des axes binaires horizontaux de l'hématite. Le rutile se rencontre parfois englobé dans des cristaux de quartz transparent en faisceaux de longues aiguilles (à faciès capillaire).

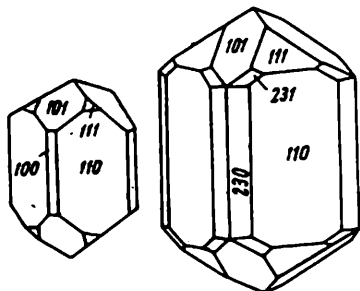


Fig. 159. Cristaux de rutile.

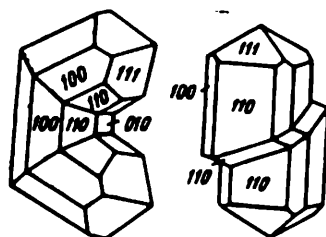


Fig. 160. Macles de rutile.

Couleur. Généralement jaune foncé, brun, rouge ou noir (nigrine). Les variétés incolores ou faiblement teintées sont extrêmement rares. **Trait** jaune ou brun clair. **Eclat** adamantin ou métallique (pour les variétés opaques, noires). $N_g = 2,903$ et $N_m = 2,616$.

Dureté 6. Fragile. **Clivage** parfait suivant $\{110\}$, moyen suivant $\{100\}$. **P. sp.** 4,2 à 4,3.

Caractères distinctifs. Les cristaux quadratiques, de faciès prismatique et les macles en genou sont caractéristiques. Peut être confondu avec les minéraux dont les cristaux ont le même faciès: le zircon ($ZrSiO_4$) qui est plus dur (7-8), la cassitérite (SnO_2), plus dense. Les cristaux capillaires peuvent parfois être confondus avec la tourmaline. Cette dernière diffère du rutile par ses constantes optiques. Inattaquable et infusible au chalumeau. Insoluble dans les acides. Fournit la réaction spécifique du titane avec le phosphate ammoniaco-sodique (le verre obtenu devient violet dans la flamme réductrice).

Origine et gisements. Dans la nature le rutile se forme dans différentes conditions. On l'observe quelquefois comme élément accessoire des roches *ignées* (syénites, plus rarement granites). On le rencontre en petites quantités dans les *pegmatites* et dans certains gîtes *hydrothermaux*, associé au quartz, à des minéraux de titane et de fer (ilménite, ilménorutile, hématite, magnétite), parfois au

corindon, à des silicates et à d'autres minéraux. On le trouve, assez rarement il est vrai, dans les roches sédimentaires et les gisements de bauxite et, en qualité d'élément de néoformation, dans les produits d'*altération* superficiels de minéraux de titane. Mais le plus souvent le rutile se forme au cours des processus de *métamorphisme* à partir de minéraux titanifères et se présente alors en grains isolés dans les gneiss, les micaschistes, les amphibolites et d'autres roches.

Les magnifiques cristaux en aiguilles ou de faciès capillaire, souvent englobés dans le quartz hyalin ou l'hématite, se rencontrent dans les filons du *type alpin*. Sous cette forme, le rutile est souvent accompagné de brookite et d'anatase.

Il est stable dans la zone d'oxydation et se retrouve souvent dans les placers sous forme de galets et de grains roulés.

En U.R.S.S., on trouve de gros cristaux de rutile dans de nombreux gisements englobés dans des micaschistes, dans les filons de pegmatite des *Monts Ilmen*, dans le gisement de *Semiz-Bougou* (Kazakhstan Central) avec le corindon et en d'autres endroits. En outre, on le rencontre souvent dans les placers, en particulier ceux de l'Oural Moyen.

Dans les autres pays, citons les gisements de Caroline du Nord (U.S.A.) où l'on trouve des cristaux magnifiques de différentes formes.

Importance pratique. Le rutile sert à la préparation du ferrotitane employé pour la fabrication d'aciers spéciaux résistant au choc ; il est également utilisé en céramique comme pigment brun, en T.S.F. comme détecteur, et pour la fabrication du blanc de titane, etc. En ce qui concerne les applications du titane métallique, se reporter à l'ilménite.

BROOKITE — TiO_2 . Système orthorhombique ; bipyramide orthorhombique, sym. $3L^23PC$. Gr. sp. $Pabc$ (D_{2h}^{15}). $a_0 = 9,16$; $b_0 = 5,44$; $c_0 = 5,14$. **Structure cristalline.** Elle est représentée sous une forme quelque peu idéalisée sur la figure 161, A, en projection sur le plan (100), plan d'assemblage compact hexagonal des ions O. La figure 161, B représente les couches sus-jacentes (au-dessus du plan de la figure) d'ions O (comparer les chiffres à l'intérieur des cercles). En superposant la figure du bas à celle du haut, on voit que par rapport à l'axe a l'ensemble offre une combinaison des arrangements cubique et hexagonal (arrangement de la topaze) : les ions d'oxygène « 75 » se disposent non pas au-dessus des ions « 25 » comme dans l'arrangement compact hexagonal à deux couches, mais suivant l'arrangement compact cubique. Les ions Ti se situent entre les couches d'ions d'oxygène qui les entourent par groupes de six en constituant des chaînes d'octaèdres en zigzag dans chaque couche d'arrangement compact. A la différence de la structure du rutile, ces octaèdres ont ici trois arêtes communes. **L'aspect des cristaux** (fig. 162), aplati suivant (100) correspond à cette structure. Les

quatre faces du prisme $\{021\}$ sont parallèles à l'axe a et les pinacoïdes $\{001\}$ donnent en coupe un hexagone presque régulier. Les faces striées verticalement sont également caractéristiques.

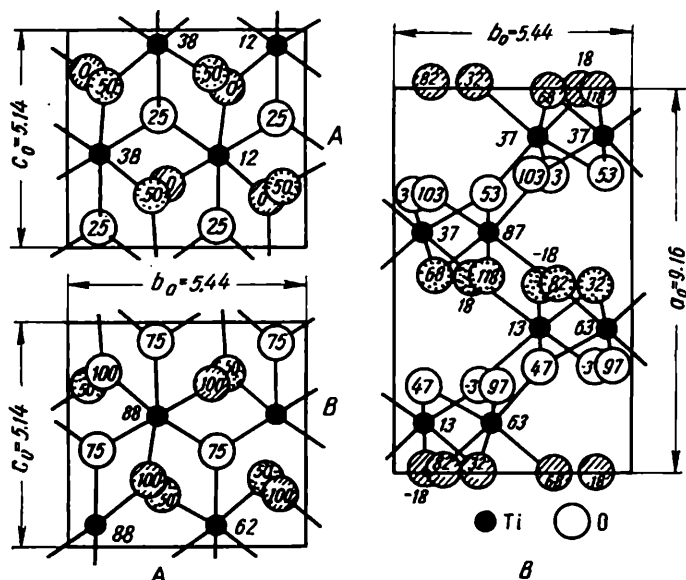


Fig. 161. Structure de la brookite (quelque peu idéalisée).

A et B — deux secteurs du réseau en projection sur (100) ; celui du bas se situe au-dessus de celui du haut (les ions O numérotés 50 sont communs) ; à droite, réseau en projection sur (001), montrant la position réelle des ions O et Ti.

Couleur. Jaune-brun ou rouge-brun à noire. **Trait** incolore à jaune grisâtre ou jaune brunâtre. **Eclat** adamantin. $N_g = 2,741$, $N_m = 2,586$ et $N_p = 2,583$. Certains échantillons présentent de très fortes variations des indices de réfraction et, par conséquent, la dispersion des axes optiques varie également avec la longueur d'onde.

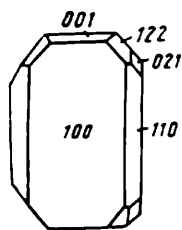


Fig. 162. Cristal de brookite.

Dureté 5-6. **Clivage** suivant $\{110\}$ difficile. **P. sp.** 3,9 à 4,0 (inférieur à celui du rutile mais supérieur à l'anatase). Il augmente par chauffage et devient égal à celui du rutile (il est probable que la structure cristalline se modifie).

Gisements. En U.R.S.S., de magnifiques cristaux de brookite se rencontrent dans le gîte alluvionnaire Atlianskoïé, près de Miass et dans des filons du type alpin dans plusieurs régions de l'Oural.

ANATASE — TiO_2 . Système quadratique ; dioctaèdre, sym. L^4L^25PC . Gr. sp. $I4/amd(D_{3h}^{19})$. $a_0 = 3,73$; $c_0 = 9,37$. **Structure**

cristalline. Elle est caractérisée par l'arrangement compact cubique des ions O et un axe quaternaire vertical (fig. 163). Les coordinences sont les mêmes que celles du rutile (6 : 3), mais les formes géométriques de la coordination sont modifiées : les octaèdres TiO_6 ont quatre arêtes communes.

Les cristaux sont typiquement bipyramidaux (fig. 164). La bipyramide {011} est plus aigüe que la bipyramide {012}, proche de l'octaèdre. Les cristaux prismatiques et tabulaires sont plus rares.

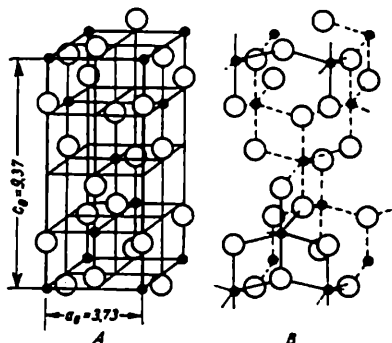


Fig. 163. Structure de l'anatase.
A — maille élémentaire ; B — liaisons entre Ti et O.

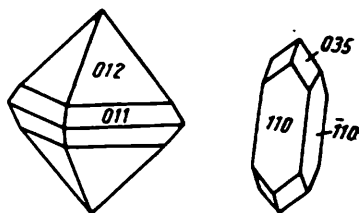


Fig. 164. Cristaux d'anatase.

Couleur brune, marron ou noire. **Trait** incolore. **Eclat** adamantin. $N_m = 2,55$ et $N_p = 2,49$.

Dureté 5-6. **Clivage** parfait selon {001} et {011}, ce qui la distingue du rutile. **P. sp.** 3,9 (inférieur à ceux du rutile et de la brookite). Ne fond pas au chalumeau. Insoluble dans les acides.

Se rencontre dans les pegmatites et les schistes cristallins (chloritoschistes, micaschistes). Les beaux spécimens de cristaux sont fréquents sur le quartz dans les filons du type alpin dans les Alpes Suisses, au Brésil et dans l'Oural du Nord. Minéral chimiquement stable, se rencontre dans les placers de l'Oural du Sud, près de Miass et en d'autres endroits.

CASSITÉRITE — SnO_2 . Du grec « cassiteros » — étain. C'est pratiquement le seul minerai d'étain exploité.

Composition chimique. 78,8 % de Sn (suivant la formule chimique). La cassitérite est presque toujours impure. Elle contient très souvent et notamment lorsqu'elle provient de gîtes de pegmatites : Fe_2O_3 , Ta_2O_5 , Nb_2O_5 , TiO_2 , MnO , FeO , quelquefois ZrO_2 et WO_3 . Tous ces métaux de valence différente sont probablement, comme dans certaines variétés de rutile, des impuretés isomorphes ou des produits de dissociation de solutions solides.

Système quadratique ; dioctaèdre, sym. L^4L^25PC . Gr. sp. $P4/mnm(D_{4h}^{14})$. $a_0 = 4,72$; $c_0 = 3,17$. On rencontre cependant des

variétés biaxes, possédant probablement une structure voisine de la structure orthorhombique. Des cristaux orthorhombiques artificiels de SnO_2 (p. sp. 6,70) ont été obtenus par Daubré.

Structure cristalline identique à celle du rutile. **Aspect des cristaux.** On rencontre assez souvent des cristaux bien formés dans les géodes. Les cristaux sont habituellement petits mais peuvent quelquefois atteindre de grandes dimensions : jusqu'à 10 cm (et pesant plusieurs kg). Le plus souvent, ils sont bipyramidaux, prismatiques pyramidés (fig. 165) ou columnaires, éventuellement

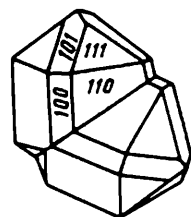
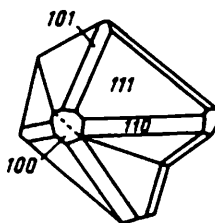
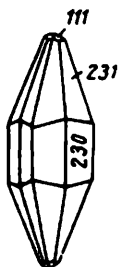
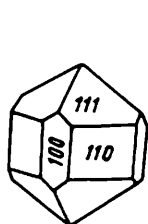


Fig. 165. Cristaux de cassitérite.

Fig. 166. Macles de cassitérite.

aciculaires. Dans les pegmatites, les cristaux bipyramidaux, souvent maclés, sont courants. Les grains que l'on rencontre englobés dans les gneiss et les granites sont généralement de forme irrégulière. Il en est de même des grains de cassitérite d'origine profonde formés métasomatiquement par oxydation de la stannine et d'autres composés sulfurés de l'étain. Les macles sont très communes : comme dans le rutile les cristaux sont maclés en genoux ¹ (fig. 166). **Etat d'agrégation.** Les masses granulaires compactes sont rares. Le plus souvent on observe des inclusions de petits cristaux et de grains informes. On rencontre des groupements drusiques de cristaux bien formés dans les poches de filons hydrothermaux. La forme dite « étain de bois » se présente en rognons ou en stalactites et possède la structure en zones concentriques propre aux masses colloïdales. L'étude au microscope de ces formes montre que les différentes zones ont soit une structure cryptocristalline, soit franchement cristalline et, dans ce cas, les individus en forme de bâtonnet sont orientés radialement.

Couleur. Fe, Nb, Ta et Mn colorent généralement la cassitérite en brun foncé ou en noir goudron. En lame mince, les cristaux et les grains présentent une texture en zones concentriques due à l'alternance des zones de différente intensité de coloration. Les variétés incolores sont rares. Le **trait** des variétés sombres est légèrement brunâtre. **Eclat** adamantin, résineux et légèrement gras en cassure. Les faces des cristaux sont quelquefois mates. Les variétés noires,

¹ Cette macle est encore appelée « bec de l'étain » (N.d.T.).

opaques, présentent même un éclat submétallique. $Ng = 2,09$ et $Nm = 1,99$.

Dureté 6 à 7. **Fragile**. **Clivage** moyen, parfois net suivant {110}. Cassure souvent conchoïdale. **P. sp.** 6,8 à 7,0. **Autres propriétés.** Non magnétique. Cependant, les variétés noires, riches en fer possèdent des propriétés électromagnétiques.

Caractères distinctifs. Ressemble au rutile par la forme de ses cristaux, ses macles et sa couleur. Les variétés claires ressemblent également au zircon. Diffère de ces minéraux par son poids spécifique, sa dureté (7-8 pour le zircon) et l'éclat caractéristique légèrement gras ou résineux de sa cassure. En lame mince les grains menus de cassitérite peuvent être confondus avec le zircon. Signalements que ce dernier se distingue par une biréfringence beaucoup plus faible.

Ne fond pas au chalumeau. Cependant, la cassitérite mélangée à un volume triple de soude, donne sur le charbon, par soufflage énergique dans une flamme fortement réductrice, des petites globules d'étain malléable et un enduit blanc de SnO_2 . Les acides restent sans action. En déposant une goutte de HCl sur la cassitérite et en y appliquant un morceau de zinc (où, ce qui est mieux, une aiguille de zinc spécialement préparée à cet effet), on obtient sous l'action prolongée d'un violent dégagement d'hydrogène à effet réducteur un enduit d'étain métallique devenant brillant après polissage avec du feutre (réaction spécifique, réussissant presque toujours, de la cassitérite).

Origine et gisements. Les gisements de cassitérite sont liés génétiquement aux roches ignées acides, notamment aux granites.

La cassitérite se trouve très rarement dans les granites proprement dits, et en ce cas dans les secteurs *greisenisés*, c'est-à-dire transformés par les agents pneumatolytiques (F, Cl, B, etc.) en une roche constituée de mica, de feldspath et de quartz et contenant topaze, fluorine, lépidolite (mica lithifère), tourmaline, etc. On suppose qu'à haute température l'étain est transporté sous la forme des composés volatils SnF_4 et $SnCl_4$. Ceux-ci sont ensuite hydrolysés avec dépôt de SnO_2 . On a établi que les eaux alcalines, contenant de l'hydrogène sulfuré, sont très actives en milieu réducteur, en ce qui concerne le transport de l'étain.

Les filons de *pegmatite*, liés aux intrusions stannifères, contiennent des amas de cassitérite très irrégulièrement disséminés. Là, la cassitérite renferme souvent Nb, Ta, Fe et d'autres métaux que l'on ne trouve pas dans ce minéral lorsqu'il provient des gîtes hydrothermaux. Dans ces pegmatites, la cassitérite est en paragenèse avec le quartz, l'albite, des micas, la tourmaline, éventuellement la columbite, le béryl, le spodumène, etc. On rencontre également la cassitérite dans les gîtes pyrométasomatiques en association étroite avec différents sulfures, ce qui montre qu'elle a été déposée au cours du stade hydrothermal du processus.

Les filons *hydrothermaux* de cassitérite constituent les gîtes les plus importants du point de vue industriel. Les types de filons les plus fréquents sont : 1) les filons de quartz stannifères (à cassitérite) et 2) les filons avec les sulfures accompagnant la cassitérite. Dans le premier type, en plus du quartz et de la cassitérite qui prédominent, on trouve la tourmaline, le mica blanc, des feldspaths, la wolframite et en petites quantités l'arsénopyrite, la pyrite, quelquefois la fluorine, la topaze, le béryl et d'autres minéraux. La cassitérite est le plus souvent englobée dans les masses du quartz ou se rencontre en géodes dont les cristaux peuvent atteindre de grandes dimensions. Dans le second type de filon, très fréquent dans de nombreuses régions de l'U.R.S.S., la cassitérite est surtout accompagnée de sulfures, généralement de la pyrrhotine et éventuellement de la blende, la chalcopryite, la stannite; dans d'autres cas, elle est associée essentiellement à la blende et la galène ou, enfin, à divers sulfures peu répandus et notamment la bismuthine (type bolivien). Parmi les minéraux non métallifères, outre le quartz, on trouve en quantités notables des tourmalines noires, très souvent des chlorites ferrifères et des carbonates.

La cassitérite est extrêmement stable dans la zone d'oxydation des gîtes stannifères, c'est pourquoi on la retrouve dans les alluvions.

La cassitérite d'origine *exogène*, résultant de l'altération des sulfures d'étain, se rencontre sous forme de masses poreuses d'aspect terreux, dans les zones d'oxydation.

En U.R.S.S., les gîtes de cassitérite sont très fréquents dans l'Est et surtout dans le Nord-Est de la Sibérie.

Ailleurs, les gisements de la *Malaisie* (Birmanie, Thaïlande Occidentale, presque île de Malacca et îles de Bangka, de Billiton, etc.) sont les plus connus. Ce sont surtout des alluvions provenant de la désagrégation de filons (principalement pegmatiques et de quartz à cassitérite). Les filons de quartz à cassitérite, contenant également des minéraux du wolfram, divers sulfures, de la fluorine et de la tourmaline, ainsi que les gîtes avec les sulfures et la cassitérite, sont répandus en Bolivie.

Importance pratique. Les minerais à cassitérite sont la seule matière première dont on extrait l'étain à l'échelle industrielle. L'étain a les usages suivants : 1) fabrication du fer-blanc ; 2) alliages : avec le cuivre on obtient des alliages fusibles et peu oxydables (bronze), avec le zinc, le cuivre et le plomb on prépare le laiton, avec le plomb on fabrique des soudures, etc. ; 3) étamage des ustensiles en cuivre ; 4) fabrication du papier d'étain ; 5) en céramique (pigments, émaux) et dans d'autres domaines.

COLUMBITE — TANTALITE — $(\text{Fe}, \text{Mn})\text{Nb}_2\text{O}_6$ — $(\text{Fe}, \text{Mn})\text{Ta}_2\text{O}_6$.
Constituent une série continue de mélanges isomorphes. Le terme de « columbite » vient du nom américain de l'élément niobium -- columbium. Synonyme : niobite.

Composition chimique très variable. Les teneurs en Fe et Mn et celles en Nb et Ta varient largement même dans des échantillons provenant du même gisement. Notons que les tantalites sont soit presque exclusivement manganifères, soit purement ferrifères (les variétés intermédiaires sont rares). Contiennent quelquefois des petites quantités de Sn (jusqu'à 1-2 %, plus rarement jusqu'à 9 % pour les tantalites), W et Ti. Cependant, à la différence des autres tantaloniobates, ils ne contiennent pas de gros cations comme Na, Ca, U, Th, de terres rares et de l'yttrium.

Système orthorhombique; bipyramide orthorhombique, sym. $3L^3PC$. Gr. sp. $Pbcn(D_{2h}^{14})$. $a_0 = 5,08$; $b_0 = 14,24$; $c_0 = 5,73$.

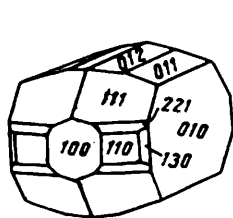


Fig. 167. Cristaux de columbite.

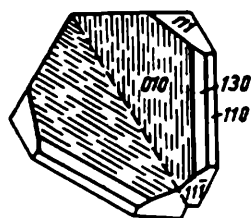
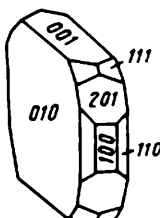


Fig. 168. Macle de columbite.

Structure cristalline analogue à celle de la brookite (voir fig. 161). Les ions Nb, Ta, Mn, Fe, W et, probablement, Sn occupent les cases du Ti, c'est-à-dire les centres des sites octaédriques formés par l'oxygène. **Aspect des cristaux** en lamelles suivant (010), tabulaire, parfois en prismes courts (fig. 167). Formes courantes : pinacoïdes {100}, {010}, {001}, prisme {110}, bipyramide {111}, etc. On rencontre des macles suivant (201), souvent parallèles et en forme de cœur, présentant des stries pennées (fig. 168). On connaît des groupements épitaxiaux entre la columbite et la samarskite.

Couleur noire ou noir brunâtre. **Trait** rouge ou brun rougeâtre à noir rougeâtre. **Eclat** submétallique. **Opaques**.

Dureté 6. **Fragiles**. **Clivage** suivant {100} assez net. **P. sp.** 5,15 à 8,20, augmente avec la teneur en Ta (fig. 169). **Autres propriétés**. La columbite conduit l'électricité.

Caractères distinctifs. Il est très difficile de reconnaître la columbite et la tantalite par leurs aspects extérieurs. On peut les confondre avec : 1) l'ilménite (la distinction peut être établie par la couleur du trait, le faciès des cristaux et le fait que l'ilménite ne fournit pas la réaction de Nb et Ta); 2) la wolframite, minéral moins dur et présentant un clivage plus facile suivant {010}; 3) l'orthite, de poids spécifique plus faible (3,2 à 4,2) et ayant un trait plus clair; 4) la samarskite, l'æschynite, l'euxénite et autres niobates et tantalates contenant des terres rares et des éléments radioactifs dont il est difficile de les distinguer sans analyses spectrale et radio-cristallographique et sans réactions microchimiques.

Ne fondent pas au chalumeau. Insolubles dans les acides. Fondue avec KOH et traitée par HCl et H_2SO_4 dilués, la columbite donne, après addition de Zn métallique, une teinte bleue stable. La tantalite, fondue avec $KHSO_4$ et traitée par HCl fournit une solution jaune et un précipité blanc, dense, virant également au bleu vif par addition de Zn, mais se décolore par addition d'eau.

Origine et gisements. Se rencontrent généralement dans les filons pegmatiques associées à différents minéraux formés au cours du stade terminal du processus de pegmatitisation : albite, quartz,

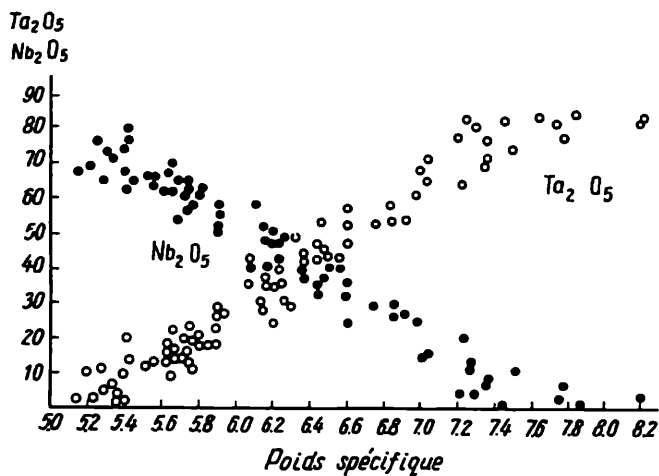


Fig. 169. Relation entre la teneur en Ta_2O_5 et Nb_2O_5 et le poids spécifique.

muscovite, tourmaline, zircon, wolframite, cassitérite, parfois samarskite, monazite, etc.

Relativement stables dans la zone d'oxydation, ces minéraux s'observent dans les placers.

Les principaux gisements sont ceux de la région de Moss, Kraggerö et Finbø (Norvège), ceux de la région de Limoges (France) et à Ivigtut (Groenland) où l'on a rencontré de magnifiques cristaux.

Importance pratique. S'ils sont importants, les gisements de ces minéraux peuvent être exploités pour le niobium et le tantale que l'on utilise pour la préparation des aciers spéciaux et dans d'autres domaines.

PYROLUSITE — MnO_2 . Du grec « pyros » — feu et « lusi-os » — qui lave (employé en verrerie pour décolorer les verres). Synonyme : polianite (nom donné aux variétés cristallines).

Composition chimique. Mn 63,2 %. Les masses microcristallines et cryptocristallines contiennent habituellement Fe_2O_3 , SiO_2 , H_2O , etc.

Système quadratique; bipyramide bitéragonale (dioctaèdre), sym. L^44L^25PC . Gr. sp. $P4/mnm(D_{4h}^{11})$. $a_0 = 4,38$; $c_0 = 2,85$. **Structure cristalline** analogue à celle du rutile. Le minéral se rencontre rarement en cristaux (dans les géodes seulement). Les cristaux se présentent en aiguilles ou en bâtonnet. La pyrolusite s'observe en masses compactes cristallines ou cryptocristallines, éventuellement en masses pulvérulentes rappelant la suie ou en pseudomorphoses d'agrégats réniformes de psilomélane.

Couleur noire. Présente une irisation bleuâtre d'aspect métallique. **Trait** noir. **Eclat** submétallique. Opaque.

Dureté 5-6 dans les cristaux; diminue jusqu'à 2 en masses (suivant la porosité et la friabilité). Très fragile. **Clivage** parfait selon {110}, ce qui est un indice très caractéristique de la pyrolusite. **P. sp.** 4,7 à 5,0.

Caractères distinctifs. Diffère des autres minéraux de manganèse noirs et dont la rayure est noire par son clivage caractéristique, sa fragilité et sa dureté relativement faible.

Ne fond pas au chalumeau. En perdant une partie de son oxygène (jusqu'à 12 %, en poids) se transforme en des oxydes de moindre oxydation et devient brune. Le chauffage ne produit aucun changement jusqu'à 500°; dans l'intervalle 550-650°, les études radiocristallographiques font ressortir une dissociation avec formation de braunite- β (modification cubique); entre 940° et 1 100°, la braunite- β se transforme en hausmannite, stable à haute température.

Soluble dans HCl avec dégagement de chlore. Ce phénomène est largement utilisé dans l'industrie chimique. Avec le borax et le phosphate ammoniaco-sodique dans la flamme oxydante donne une perle violette qui se décolore par réduction.

Origine et gisements. La pyrolusite se forme assez rarement dans les gîtes de manganèse hydrothermaux, et seulement si les conditions sont nettement oxydantes. Par contre, étant l'oxyde de manganèse, dont l'oxydation est la plus forte, elle est très répandue dans les faciès littoraux des gîtes *sédimentaires*. C'est l'oxyde le plus stable dans la zone d'oxydation, et tous les minéraux du manganèse s'y trouvant à un état d'oxydation inférieur se transforment en définitive en pyrolusite. C'est pourquoi les pseudomorphoses de pyrolusite en manganite, vernadite, hausmannite, etc., sont fréquentes. Vu sa friabilité elle n'apparaît que rarement dans les alluvions. Par contre, on la rencontre fréquemment dans tous les chapeaux de manganèse, autrement dit dans les zones d'oxydation, ainsi que dans les couches sédimentaires. En U.R.S.S., signalons l'un des plus grands amas des couches sédimentaires du monde: celui de *Tchiatoura* (R.S.S. de Géorgie) où la pyrolusite se présente en oolithes et, éventuellement, sous forme de masses cryptocristallines friables constituant des pseudomorphoses en manganite oolithique (aux affleurements des couches); celui de *Nikopol* (Ukraine), où elle se présente en plus grandes concrétions sphériques

(fig. 170) de texture zonée (fréquemment pseudomorphoses en manganite).

Dans les autres pays, signalons les zones d'oxydation des filons métamorphiques de l'Inde, de la Côte de l'Or (Afrique Occidentale), etc. De beaux cristaux ont été trouvés dans le gisement de Platten (Tchécoslovaquie).

Importance pratique. Les minerais à pyrolusite très purs ont des utilisations variées: 1) fabrication de piles électriques sèches; 2) préparation dans ce même but de produits artificiellement actifs; 3) en verrerie, pour la décoloration des verres présentant une teinte

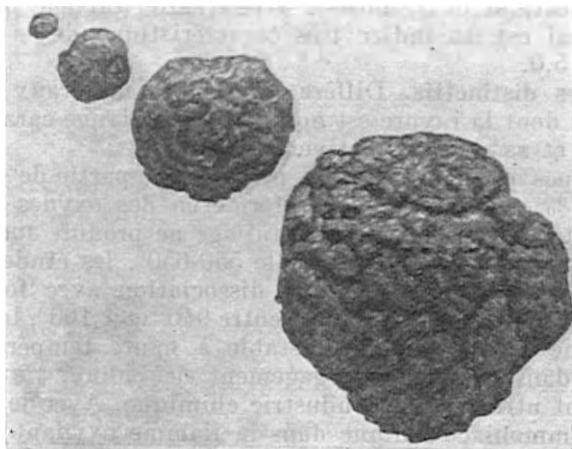


Fig. 170. Concrétions de pyrolusite.

verte; 4) préparation de réactifs chimiques employés en médecine et dans d'autres domaines; 5) fabrication de substances spéciales antigaz destinées à la protection contre l'oxyde de carbone et de catalyseurs du type hopcalite servant à la désintoxication des gaz d'échappement des moteurs d'automobiles, etc.; 6) préparation d'huiles (notamment d'huile de lin cuite) et de la cire, en tannerie, pour la préparation du box-calf (cuir de veau traité au chrome). en photographie, dans l'industrie des peintures, etc. La teneur en bioxyde de manganèse des minerais utilisés pour la fabrication des piles sèches ne doit pas être inférieure à 80 %.

8. Groupe de la pérovskite

La pérovskite (CaTiO_3) est de formule chimique analogue à celle de l'ilménite, minéral déjà examiné, possédant un réseau du type corindon, mais s'en distingue notablement par sa structure cristal-

line. La différence est due au fait que le rayon de l'ion Ca^{2+} est beaucoup plus grand que ceux des ions Mg^{2+} , Fe^{2+} et Mn^{2+} .

Ce fait influe également sur les associations d'éléments que l'on trouve dans les minéraux du groupe de la pérovskite.

Tout d'abord, dans certains minéraux, des éléments de terres rares peuvent se substituer partiellement et de manière isomorphe à Ca. Ce sont Ce, La, ainsi que Y (ce qui n'a rien d'étonnant à la condition que Ca^{2+} soit remplacé par les ions Na^+ , de mêmes dimensions).

En outre, de même que dans le groupe du rutile, Ti^{4+} peut être remplacé, en proportions plus ou moins importantes, par Nb^{5+} ou Ta^{5+} mais à la condition que la charge globale des cations reste inchangée, c'est-à-dire que des cations monovalents doivent se substituer à Ca^{2+} . On constate effectivement, dans ce cas, une substitution isomorphe partielle des ions Na^+ aux ions Ca^{2+} sans changement de la structure cristalline du composé. Notons que le composé NaNbO_3 obtenu artificiellement est de même structure que la pérovskite; les cases de Ca^{2+} sont occupées par Na^+ et celles de Ti^{4+} par les ions Nb^{5+} . Ca peut être aussi isomorphiquement remplacé en faibles proportions par U^{4+} et Th^{4+} .

PÉROVSKITE — CaTiO_3 . Minéral dédié à L. Péroovski.

Composition chimique. CaO 41,1 %, TiO_2 58,9 %. Contient en petite quantité Fe (jusqu'à 2 %), parfois Cr, Al et des éléments de terres rares (knopite).

Système. Par leurs formes extérieures, les cristaux appartiennent au système cubique. La pérovskite est cependant presque toujours anisotrope et les faces de ses cristaux présentent un réseau de stries décelant l'hémitropie, ce qui prouve sa transformation en une variante orthorhombique, plus stable à basse température. **Structure cristalline.** Elle est représentée sur la figure 171. Le centre du cube est occupé par Ca, les sommets par Ti et le milieu des arêtes, par O. Comme l'a montré N. Bélov, dans la structure cristalline de la pérovskite à arrangement compact, les cations Ca, étant de dimensions relativement grandes, contribuent à l'assemblage compact des anions O. Notons, en outre, qu'en coupe suivant (001), il y a alternance des ions O^{2-} et Ca^{2+} disposés en échiquier, de même que dans la structure du NaCl . Cela explique pourquoi les cristaux de pérovskite ont une apparence cubique et se clivent suivant le cube.

Aspect des cristaux. Les cristaux très répandus et parfois d'assez grandes dimensions sont de faciès cubique. Les faces du cube présentent des stries parallèles aux arêtes (fig. 172) qui sont probablement dues à l'hémitropie accompagnant la transformation en la variante orthorhombique. Se rencontre également en masses rénitiformes dans lesquelles on peut déceler des petits cubes.

Couleur. Noir grisâtre, brun rougeâtre, jaune orangé et jaune clair.

Trait blanc ou jaune grisâtre. **Eclat** adamantin. $N = 2,34$.

Dureté 5,5 à 6. **Clivage** net suivant le cube. $P. sp. 3,97$ à $4,04$.

Caractères distinctifs. Les cristaux de faciès cubique, dont les faces présentent de courtes stries perpendiculaires les unes aux autres (orientées parallèlement aux arêtes), sont caractéristiques. Diffère des autres minéraux de couleur et de dureté semblables par sa rayure faiblement colorée ou blanche.

Ne fond pas au chalumeau. Ne se décompose que dans H_2SO_4 bouillant ou par fusion avec $KHSO_4$.

Origine et gisements. La pérovskite ne constitue généralement pas d'accumulations importantes. On la rencontre englobée dans certains basaltes alcalins (à mélitite, à leucite, etc.), éventuellement

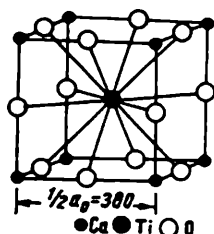


Fig. 171. Structure de la pérovskite.

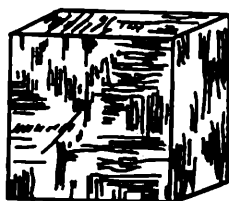


Fig. 172. Cristal de pérovskite.

dans les gîtes de titanomagnétite et de chromite. On a trouvé une pérovskite chromifère dans le gisement de chromite *Saranovskoïé* (Oural). Les plus beaux cristaux ont été découverts dans les gîtes pyrométasomatiques liés à des roches ignées basiques des monts *Naziamskié* et *Chichimskié* (Oural) et plus précisément dans les mines bien connues dites « Akhmatovskaïa », « Nikolaïé-Maximilianovskaïa », « Mélnikovskaïa » et d'autres, où l'on observe de très intéressantes paragenèses. Des cristaux d'origine métasomatique, particulièrement gros, englobés dans des chloritoschistes et des calcaires ont été trouvés dans la mine *Mélnikovskaïa*. Ils se rencontrent également dans les fissures en association avec la chlorite, la magnétite, le sphène, les grenats et d'autres minéraux.

Ailleurs qu'en U.R.S.S. la pérovskite est répandue dans de nombreux gisements. Parmi ceux-ci citons ceux de la vallée de Zermatt (Suisse).

La pérovskite ne présente pas d'intérêt pratique par elle-même.

LOPARITE — $(Na, Ce, Ca)(Nb, Ti)O_3$. Minéral découvert par I. Kouznetsov dans la presqu'île de Kola.

Composition chimique variable. Suivant les analyses chimiques effectuées, contient (en %) : TiO_2 39,2-40, TR_2O_3 32-34, $(Nb, Ta)_2O_5$ 8-10, CaO 4,2-5,2, Na_2O 7,8-9,0, SrO 2,0-3,4, K_2O 0,2-0,7, UO_2

quelques centièmes, ThO_2 0,2-0,5, SiO_2 0,2-0,7; les variétés altérées contiennent, en outre, H_2O jusqu'à 3,5 %.

Système cubique; hexaoctaèdre, sym. $3L^4 4L^2 6L^2 9PC$. **Structure cristalline** semblable à celle de la pérovskite (fig. 173). **Aspect des cristaux**. La loparite se rencontre surtout en cristaux cubiques présentant quelquefois les faces $\{111\}$ (fig. 173), généralement petits (1 à 2 mm, atteignant rarement 1,5 cm). Ces cristaux sont presque toujours maclés suivant l'association de la fluorine (fig. 174).

Couleur. Noire ou noir grisâtre. **Trait** brun marron. **Eclat** submétallique. En lame mince laisse filtrer une lumière rouge brunâtre. $N = 2,24$. On observe des anomalies optiques.

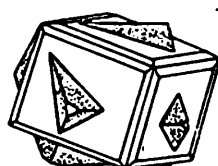
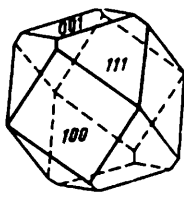
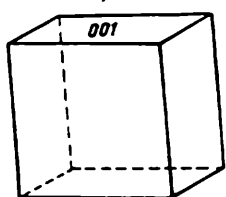


Fig. 173. Cristaux de loparite.

Fig. 174. Macles de loparite.

Dureté 5,5 à 6. Absence de **clivage**. Cassure inégale. **P. sp.** 4,75 à 4,89.

Caractères distinctifs. La loparite est caractérisée par sa couleur, son trait, sa dureté et surtout par ses macles se présentant en association de la fluorine.

Ne fond pas au chalumeau. La poudre de loparite fond difficilement avec la soude sur le charbon. Le mélange obtenu, dissout dans HCl puis chauffé en présence d'étain, donne une solution violette (réaction de réduction du titane); une coloration bleu clair apparaît ensuite (réaction du niobium). En présence d'étain, la perle de phosphate ammoniaco-sodique prend une teinte jaune dans la flamme réductrice et vire au violet en refroidissant (réaction du titane). Insoluble dans les acides. Ne se décompose que dans HF . Se mélange aisément avec KHSO_4 fondu.

Origine et gisements. La loparite est un des constituants essentiels des roches *ignées*. On la rencontre en petits cristaux plus ou moins disséminés dans des syénites néphéliniques sombres, riches en aëgyrine ($\text{NaFeSi}_2\text{O}_6$) (toundras de la région de Lovozéro).

On la trouve également dans de nombreux filons pegmatiques en amas de mouchetures ou en petits cristaux englobés dans les feldspaths, l'eudialyte (zirconsilicate complexe) et dans d'autres minéraux. Elle est généralement associée aux feldspaths (microcline, albite), à la néphéline, l'aëgyrine, l'eudialyte, au sphène et quelques autres minéraux. Les cristaux de loparite et notamment ceux de grandes dimensions, contiennent souvent des inclusions de minéraux avoisinants; ils sont d'origine métasomatique.

Importance pratique. La loparite peut être exploitée comme minéral de niobium, de terres rares, de titane et d'autres éléments. Depuis quelques années le niobium est très recherché en métallurgie pour la préparation du ferro-niobium utilisé pour la fabrication d'aciers spéciaux et d'alliages résistant aux hautes températures (alliages à l'aluminium, au nickel, etc.). L'addition de ferro-niobium confère aux aciers une série de propriétés remarquables: 1) protège contre la trempe à l'air; 2) augmente l'élasticité et la flexibilité; 3) facilite notablement la soudure, augmente la résistance à la chaleur et aux acides, etc. Parmi les alliages au niobium (de même que les alliages au tantale) ceux dont la dureté est extrêmement élevée sont très employés pour la fabrication de trépan, de forets et de scies destinés à l'usinage des aciers durs ainsi qu'à la fabrication de ressorts de montre. En outre, les filaments de certaines ampoules électriques spéciales sont en niobium ou en tantale. Le tantale est également utilisé en électronique pour la fabrication de puissantes lampes de T.S.F. On l'emploie enfin pour remplacer le platine, l'iridium, etc. En ce qui concerne l'utilisation des terres rares, voir la monazite.

9. Groupe du pyrochlore

Proches du groupe de la pérovskite par leur composition chimique, les minéraux ici rassemblés s'en distinguent par leur formule. Parmi les nombreux représentants du présent groupe, nous décrivons le pyrochlore. En outre, nous examinerons également ici l'æschynite et la samarskite.

PYROCHLORE — $(\text{Na}, \text{Ca} \dots)_2(\text{Nb}, \text{Ti} \dots)_2\text{O}_6[\text{F}, \text{OH}]$. Du grec « pyros » — feu et « chloros » — vert (certaines variétés deviennent vert jaunâtre au chalumeau).

Les variétés riches en uranium et en thorium, se trouvant à l'état métamicté, contiennent de notables quantités de H_2O (7 à 14 %), sont dépourvues d'alcalis et appauvries en oxyde de calcium (groupe de la bétafite). Seules se conservent les formes extérieures cubiques ou octaédriques des cristaux à faces parfois courbes.

Composition chimique très variable. D'une manière générale, pour la série isomorphe pyrochlore-microlite (variété tantalifère) les teneurs varient (en %) entre les limites suivantes:

Nb_2O_5	63-0	Na_2O	1-6	$(\text{Ce}, \text{La})_2\text{O}_3$	2-13,3
Ta_2O_5	0-77	K_2O	0-1,4	$(\text{Y}, \text{Er})_2\text{O}_3$	0-5,1
TiO_2	2-13,5	CaO	4-18,1	SnO_2	0-4,0
ThO_2	0-5	MnO	0-7,7	ZrO_2	0-5,7
UO_2	0-11,4	FeO	0-10	WO_3	0-0,3
UO_3	0-15,5	Fe_2O_3	0-9,7	H_2O	0-6,0

De plus, on note quelquefois la présence de petites quantités de: Sb_2O_5 , MgO , PbO (qui est probablement un produit de la désintégration radioactive), HfO_2 , SiO_2 , Al_2O_3 , SrO , BeO , CuO , Bi_2O_3 , GeO_2 , etc.

Comme on voit, la composition chimique de ces minéraux diffère surtout par la teneur en Nb_2O_5 et Ta_2O_5 .

Il existe de très nombreux minéraux insuffisamment étudiés, arbitrairement classés dans ce groupe et ayant reçu des noms spéciaux. Ils se distinguent par des particularités de leur composition chimique et de leurs propriétés physiques.

Système cubique; hexaoctaèdre, sym. $3L^4L_6^36L^9PC$. Gr. sp. $Fd3m (O_h)$. $a_0 = 10,35$.

Structure cristalline. Les échantillons n'ayant pas subi la dissociation métamicté (et par suite pauvres en éléments radioactifs) possèdent une structure cristalline cubique. **Aspect des cristaux.**

Les cristaux sont de faciès octaédrique (fig. 175).

Ils atteignent parfois 2 cm. Les cristaux octaédriques sont souvent affectés par des troncatures cubiques. Se rencontre également en masses compactes et sous forme colloïdale. On trouve des groupements épitaxiaux avec le zircon suivant le plan (111). La face de l'octaèdre de pyrochlore coïncide avec la face de la bipyramide quadratique {111} du zircon.

Couleur. Brun foncé, brun rougeâtre, vert jaunâtre, rarement noir brunâtre. A la surface, du fait de modifications, on voit apparaître des franges jaune clair (transformation en un minéral optiquement anisotrope, phénomène peu étudié). **Trait** de blanc jaunâtre à brun clair ou jaune rougeâtre. **Eclat** adamantin, gras, vitreux ou résineux (variétés métamictes). **Semi-transparent** ou translucide. $N = 2,13-2,27$ (s'abaisse jusqu'à 1,96 pour les variétés métamictes).

Dureté 5 à 5,5. Fragile. Ne présente pratiquement aucun **clivage**. P. sp. 4,03 à 4,36. Les variétés tantalifères ont un poids spécifique plus élevé (jusqu'à 4,9). **Autres propriétés.** Parfois fortement radioactif. Les variétés transformées s'enflamment au chauffage (à près de 500°).

Caractères distinctifs. Le faciès octaédrique des cristaux, la couleur et l'éclat adamantin ou gras sont caractéristiques. Signalons également que ce minéral est lié aux roches ignées basiques (syénites néphéliniques et pegmatites syénitiques).

Il ressemble beaucoup au zircon avec lequel il forme des groupements épitaxiaux et à la scheelite dont il se distingue par sa dureté et l'absence de clivage.

Examiné au chalumeau fond très difficilement et donne un globule brun noirâtre. Certaines variétés deviennent vert jaunâtre au chauffage. Avec le borax, donne une masse jaune rougeâtre dans

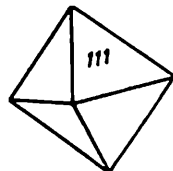


Fig. 175. Cristal du pyrochlore.

la flamme oxydante et rouge foncé dans la flamme réductrice. Se décompose dans H_2SO_4 concentré et dans HF .

Origine et gisements. Se rencontre dans les pegmatites des syénites néphéliniques associé aux feldspaths, principalement à l'albite, quelquefois au zircon, à la biolite, l'apatite, l'ilménite, au sphène, à la calcite et à d'autres minéraux constituant les derniers termes de la formation des pegmatites au cours des stades pneumatolytique et hydrothermal. On observe souvent une coloration jaune brunâtre caractéristique de l'albite qui est étroitement associée au pyrochlore.



Fig. 176. Cristal octaédrique de pyrochlore modifié. On voit les fissures de gonflement. Au centre du cristal apparaît un fragment du pyrochlore initial (en noir).

On a noté des transformations tardives du pyrochlore en un produit secondaire. Ce dernier constitue des pseudomorphoses en cristaux octaédriques de pyrochlore. Ces pseudomorphoses présentent parfois des fissures de gonflement et les cristaux eux-mêmes ont un faciès octaédrique modifié (fig. 176). Le minéral nouvellement formé est optiquement isotrope, de couleur jaune clair, N est de 2,1 environ.

En tant que minéral de néoformation, le pyrochlore s'observe parfois englobé dans des masses d'ilménite et résulte probablement de la décomposition endogène de l'ilménorutile $(\text{Ti}, \text{Nb}, \text{Fe})\text{O}_2$.

Importance pratique. Si les gisements sont de grandes dimensions, le pyrochlore peut être exploité comme minéral de niobium, de tantale et d'uranium. En ce qui concerne l'utilisation du niobium, voir la loparite.

ÆSCHYNITE — $(\text{Ce}, \text{Ca}, \text{Th}...)(\text{Ti}, \text{Nb})_2\text{O}_6$. Du grec « æschyné » — honte (il fut un temps quand les chimistes ne réussissaient pas à déterminer la composition de ce minéral). De par sa composition, c'est un titanonibate de terres rares. L'æschynite forme avec la priorite (son analogue tantalifère) des mélanges isomorphes (par remplacement des terres rares et de l'yttrium). Les teneurs varient entre les limites suivantes (en %):

Ce_2O_3 . .	15,5-19,5	TiO_2 . .	21,2-23,9	SnO_2	0 0,2
$(\text{Y}, \text{Er})_2\text{O}_3$	0,9-4,5	Nb_2O_5 . .	23,8-32,5	MnO	0 0,03
CaO . . .	2,3-2,7	Ta_2O_5 . .	0-6,9	MgO	0 0,01
FeO . . .	2,2-4,3	ThO_2 . .	11,2-17,5		

Système orthorhombique. Les cristaux sont prismatiques. Ils atteignent quelquefois 12 cm de longueur. Couleur noire ou brun marron. Trait brun sombre, presque noir. Eclat adamantin, gras. Les variétés métamictes sont isotropes. $N = 2,26$.

Dureté 5-6. Cassure conchoïdale. P. sp. 5,16 à 5,23. Examinée au chalumeau se gonfle sans fondre. Insoluble dans les acides excepté HF .

Se rencontre dans les pegmatites des syénites néphéliniques associée à la néphéline, aux feldspaths, à la biotite, la muscovite, la magnétite, au zircon et à d'autres minéraux. A été trouvée dans les mines de la « Réserve d'Ilmen » (« Ilmenski zapovednik »), à Hiterë (Norvège) et en d'autres endroits.

SAMARSKITE — $(Y, Er\ldots)_4 [(Nb, Ta)_2O_7]_3$.

Système orthorhombique. A été nommée en l'honneur de Samarski (1842), chef du Corps des Ingénieurs des mines. La composition chimique est fort complexe.

Les teneurs des principaux constituants varient entre les limites suivantes (en %):

Y ₂ O ₃ . .	6,41-14,49	Nb ₂ O ₅ . .	27,77-46,44	ThO ₂ . .	0-4,23
Er ₂ O ₃ . .	2,72-13,37	Ta ₂ O ₅ . .	1,81-27,03	UO ₂ . . .	1,02-16,0
Ce ₂ O ₃ . .	0,25-3,82	TiO ₂ . .	0-1,42	PbO . . .	0-0,98
La ₂ O ₃ . .	0,37-1,07	ZrO ₂ . .	0-2,29	CaO . . .	0,2-3,79
(Pr, Nb) ₂ O ₃	0,74-4,17	SnO ₂ . .	0-0,95	FeO . . .	0-11,15

Se rencontre en cristaux prismatiques, quelquefois lamellaires, aux faces ternes. Les faces les plus courantes sont celles des pinacoïdes {100}, {010} et du prisme {101}. On trouve également des grains informes et éventuellement des masses compactes. Les groupements épitaxiaux avec la columbite (fig. 177) sont remarquables. Dans certains cas, la columbite est entièrement enrobée d'une couche fine de samarskite. Les cristaux ainsi obtenus ont, en apparence, le faciès de la columbite.

Couleur. Noir velouté ou noir brunâtre. Trait sombre, de brun rougeâtre à noir. L'éclat résineux est caractéristique. Presque opaque. En lame mince, laisse filtrer une lumière marron. $N = 2,21$ à $2,25$ (pour les variétés à l'état métamictes). On observe quelquefois une forte biréfringence. Dureté 5-6. Cassure conchoïdale. P. radioactive.

Les caractères distinctifs de la samarskite sont: la teinte noir velouté des faces mates de ses cristaux, la cassure conchoïdale et le vif éclat résineux.

Examinée au chalumeau fond légèrement sur les bords en donnant un verre noir. En tube fermé décrépite et devient incandescente. L'incandescence se poursuit d'elle-même. Fournit avec le phosphate ammoniaco-sodique le verre vert émeraude de l'uranium

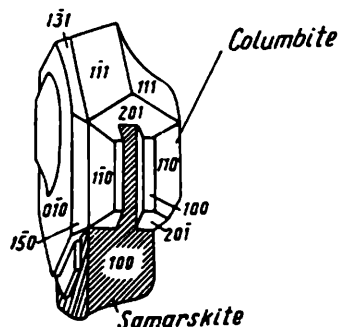


Fig. 177. Groupement épitaxique de samarskite et de columbite. (Agrandi).

aussi bien dans la flamme oxydante que réductrice. Se mélange avec KHSO_4 fondu. La solution dans HCl portée à ébullition en présence d'étain ou de zinc prend une teinte bleu clair (réaction du niobium).

Se rencontre dans les filons de pegmatite de l'Oural en association avec les feldspaths, la columbite, l'æschynite, la monazite, les grenats, la tourmaline et d'autres minéraux. Les feldspaths situés au voisinage de la samarskite prennent une teinte brun rougeâtre, due à l'action des particules émises lors de la désintégration des éléments radioactifs que contient cette dernière. Citons les gisements de la Caroline du Nord (où l'on trouve aussi la columbite) et du Maryland (U.S.A.), de l'île de Madagascar (Antanamalasa) et près de Mossa (Norvège).

10. Groupe de l'uraninite

Les bioxydes des métaux tétravalents: U, Th et Zr appartiennent au présent groupe. Nous ne décrirons que l'uraninite.

URANINITE — UO_2 . Le nom de ce minéral est redevable à sa composition. C'est le principal minéral d'uranium et de radium.

La composition chimique des cristaux ne correspond pas à la formule donnée¹; elle est intermédiaire entre UO_2 et UO_3 . La présence de U^{6+} dans l'uraninite s'explique probablement par un processus d'oxydation. L'uraninite contient Ra, Ac, Po et d'autres produits des transformations radioactives. En tant que produit final de la désintégration radioactive de U et Th, l'uraninite renferme toujours du Pb « radiogénique » (isotopes Pb^{206} , Pb^{207} et Pb^{208}). La teneur en Pb atteint souvent 10 à 20 %. Cependant, les minerais d'uranium renferment fréquemment du plomb ordinaire (inclusions de galène), contenant, en plus des isotopes précédents, l'isotope Pb^{204} en quantité constante (près de 10 %) par rapport aux autres isotopes. Certaines variétés d'uraninite appelées *clévéite* contiennent des terres rares (Ce, La, Er...) ainsi que Y. La teneur en ces éléments atteint jusqu'à 12 %. Les variétés se présentant en gros cristaux, que l'on trouve dans les pegmatites, contiennent généralement Th. Quelquefois, elles renferment Zr en quantités notables (jusqu'à 7,5 %). Signalons également la présence des gaz: He, Ar, N, CO_2 , etc. L'hélium est toujours un produit de la désintégration radioactive. L'eau est presque toujours présente. Elle devient un élément intégrant de la composition du minéral lors de sa transformation.

¹ Rappelons quelques notions chimiques. L'uranium forme avec l'oxygène les composés suivants: UO_2 , oxyde uraneux ou d'uranium tétravalent encore appelé bioxyde, de couleur noire et UO_3 , oxyde uranique, ou d'uranium hexavalent, amorphe, de couleur jaune.

Système cubique; hexaoctaèdre, sym. $Fm\bar{3}m(O_h^h)$. $a_0 = 5,47$.
Structure cristalline du type fluorine (voir fig. 135). **Aspect des cristaux.** Les cristaux sont de faciès cubique avec un développement accessoire de facettes de l'octaèdre et du dodécaèdre rhomboïdal (fig. 178). On rencontre des cristaux octaédriques, plus rarement en forme de dodécaèdre rhomboïdal. Ils sont généralement de petites dimensions (parfois jusqu'à 1 cm). On les trouve englobés dans la roche. Les macles par pénétration, en association de la fluorine, sont rares. **Etat d'agrégation.** Le plus souvent en masses compactes, concrétionnées, de structure rubanée. De telles variétés sont appelées

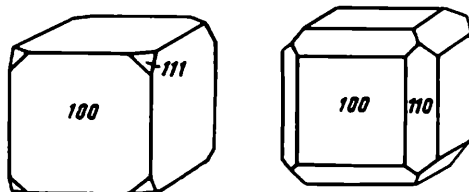


Fig. 178. Cristaux d'uraninite.

uranopissite, pechblende ou encore « nasturan » (du grec « nastos » — dense)¹. On trouve enfin des enduits mats ayant l'aspect de la suie et des masses pulvérulentes.

Couleur. Noire, parfois à faible reflet violet. Les lames minces observées à contre-jour sont opaques ou laissent filtrer une lumière brun sombre et verdâtre aux endroits fortement modifiés. **Trait** noir brunâtre, légèrement brillant. **Eclat** submétallique, ou plus souvent, typiquement résineux. Les variétés très modifiées ont un éclat cireux ou sont mates.

Dureté 5-6, pouvant s'abaisser jusqu'à 3 chez les variétés modifiées. Fragile. Cassure inégale, proche de l'aspect conchoïdal. **P. sp.** 10,3-10,6, plus faible pour les variétés modifiées. Varie généralement entre 8 et 10 mais peut s'abaisser jusqu'à 6,5 et même 4,5. **Autres propriétés.** Fortement radioactive.

Caractères distinctifs. L'uraninite est caractérisée par sa couleur noire, son fort éclat résineux en cassure, son poids spécifique élevé et sa forte radioactivité. Les échantillons oxydés sont caractérisés par l'association des produits d'altération, de couleurs très vives (orange et jaune), à l'uraninite ou à la pechblende non modifiée.

Ne fond pas au chalumeau. Les variétés d'uraninite fortement oxydées sont très solubles dans HNO_3 , H_2SO_4 et HF . La dissolution dans l'acide chlorhydrique est très lente. Les échantillons contenant des terres rares sont les plus solubles. La perle de borax devient verte dans la flamme réductrice et jaune dans la flamme oxydante.

¹ Le terme de « pechblende », consacré par un long usage, est le plus employé. Le diagramme radiocristallographique de la pechblende est semblable à celui de l'uraninite.

La neutralisation des solutions par addition d'ammoniaque fait apparaître un précipité jaune $(\text{NH}_4)_2\text{UO}_4$ d'uranate d'ammonium.

Origine et gisements. Parmi les gîtes d'uraninite on distingue les principaux types génétiques suivants.

1. Accumulations de minéraux d'uranium dans les *pegmatites* granitiques et syénitiques où l'uraninite, relativement rare et généralement très irrégulièrement distribuée, est en paragenèse avec des minéraux de thorium, de terres rares, de niobium, de tantale (struvérite, fergusonite, monazite, etc.), ainsi qu'avec la tourmaline, le zircon, des feldspaths et des micas. Elle s'associe également

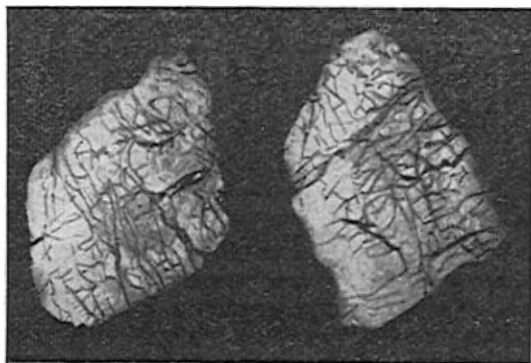


Fig. 179. Radiographie de deux échantillons polis d'uraninite sillonnés de veinules de composés carbonés (en noir).

quelquefois à des composés carbonés d'uranium (fig. 179): « thucholite », « carburane » et à d'autres minéraux de composition mal définie¹. Formée à haute température, l'uraninite contient généralement du thorium et des terres rares.

2. Les oxydes d'uranium sont répandus en quantités bien plus grandes dans les gîtes *hydrothermaux*. Là, la pechblende est quelquefois associée aux arséniures de Ni et Co (nickéline, smaltite, rammelsbergite, chloantite), au bismuth natif, parfois à la bismuthine, l'arsenic natif, l'argent natif, l'argentite, en d'autres cas, à l'hématite, mais le plus souvent aux carbonates de calcium et de fer, à la fluorine décomposée, noire, et à d'autres minéraux. Mais en général la pechblende constitue des ségrégations autonomes dans les filons et les filonnets de carbonates en association avec des sulfures rares, éventuellement avec la fluorine noire et d'autres minéraux. Dans les gisements de Gilpin (Colorado, U.S.A.) l'uraninite

¹ Les études au microscope ont montré que la « thucholite » et la « carburane » ne sont pas des composés distincts, mais des mélanges d'une substance carbonée et d'uraninite.

se trouve dans les filons quartzo-sidéritiques, en ségrégations de structure rubanée, associée à la pyrite, la chalcopryrite, la blende, la galène, le bismuth natif (rare), et d'autres minéraux. Dans le gisement aurifère de Gaudalupe (région de Chihuahua, Mexique) l'uraninite se rencontre dans les filons de calcite avec l'or et la pyrite.

3. Les oxydes d'uranium apparaissent également sous forme de masses pulvérulentes au cours des processus d'*altération* des gîtes uranifères par les agents atmosphériques dans la partie inférieure de la zone d'oxydation dite zone de cémentation (au-dessous du niveau des eaux souterraines). Là, ils se forment dans les fissures sillonnant les minerais, dans les roches encaissantes et même dans les joints de certains minéraux. On explique la formation de ces masses pulvérulentes d'oxyde d'uranium par une réduction en milieu pauvre en oxygène des composés de l'uranium hexavalent (uraniques) solubles dans l'eau, qui atteignent la zone de cémentation avec les eaux d'infiltration. L'oxyde uraneux (le moins oxydé) est très peu soluble, c'est pourquoi il précipite. Ces masses pulvérulentes s'observent sous forme de très fines pellicules, en filonnets et en amas ayant un aspect de suie : leur couleur est gris sombre ou noir velouté avec de faibles reflets brunâtres. Dans les mêmes conditions mais dans des fissures plus ouvertes, des variétés plus compactes d'oxydes d'uranium peuvent se déposer en couches. Elles possèdent une structure rubanée et se présentent en croûtes noires d'aspect mat.

Les variétés pulvérulentes d'oxyde d'uranium se rencontrent dans certaines roches *sédimentaires* formées en milieu réducteur et notamment en présence de restes organiques. Elles sont souvent associées à des inclusions de sulfures de fer (pyrite et marcassite), de phosphates et d'autres minéraux. Il est fréquent que de tels gisements sédimentaires contiennent des quantités notables de molybdène et de vanadium. Notons que ces gisements, malgré leurs faibles teneurs, renferment d'importantes réserves d'uranium.

Dans une certaine mesure, l'uraninite subit toujours des modifications ultérieures indépendamment du type génétique et de l'âge du gisement. La présence constante d'oxyde uranique dans sa composition montre que son oxydation est relativement facile. Dans la zone d'oxydation elle se décompose beaucoup plus facilement que dans les conditions endogènes et donne naissance à différents minéraux d'uranium exogènes (en fonction des conditions d'altération, de la composition des minerais primaires et de celle des eaux superficielles) : hydroxydes, sulfates, carbonates, uranovanadates, uranophosphates et uranosilicates¹. Ils sont tous de couleurs vives :

¹ Les produits amorphes résultant de l'altération de l'uraninite se présentant en enduits ou en croûtes de couleur rouge vif, orange ou jaune ont été appelés gummites. L'étude de ces substances a montré qu'elles sont formées d'un mélange de curite rouge orangé (hydrate d'uranium et de plomb) et de soddyite jaune (silicate d'uranium).

jaune, verte ou orange. Les conditions dans lesquelles on trouve ces minéraux montrent que les composés de l'uranium subissent des migrations dans la zone d'oxydation. Certains secteurs de cette zone sont, en effet, appauvris et d'autres enrichis en uranium. Cependant, dans l'ensemble, une grande partie de cet élément se retrouve à l'état disséminé.

Un important gisement est situé au-delà du Cercle Polaire, près du *Grand Lac de l'Ours* (Canada). Les minéraux secondaires d'uranium vivement colorés en jaune orangé situés en surface ont permis de le découvrir (les secteurs élevés de la région sont aplanis par les glaciers et la roche en place est à nu). Des nombreux gîtes métallifères, de carbonates et du quartz constituent des filons, lentilles et filonnets s'étendant sur une grande distance et qui contiennent des carbonates, de l'hématite, de la pechblende, des sulfures et des arséniures de cobalt et de nickel, du bismuth natif et des minéraux de formation plus tardive (argent natif, argentite, pyrite, chalcoppyrite, galène, blende, etc.). Les concentrations métacolloïdales de minéraux métallifères sont très répandues. Le gisement est situé dans les roches précambriennes. Son âge, établi par différentes méthodes, est d'environ 1 300 millions d'années.

Un autre riche gisement a été découvert dans la province du *Katanga* (Congo). Il est connu sous les noms de Kazolo, Schinkolobué et Kalongué. Les minerais se présentent en lentilles et en filons inclus dans des roches dolomitiques et des schistes (loin des massifs granitiques). En plus du quartz, les minerais et les roches encaissantes contiennent quelquefois les minéraux suivants : tourmaline, monazite, apatite, sulfures (pyrite, linnéite, chalcoppyrite, etc.), sélénures de nickel, de cobalt, etc. La pechblende se rencontre parfois en accumulations très importantes et est en ce cas généralement recristallisée en agrégats grossièrement cristallins. Les cristaux d'uraninite sont également répandus. Dans la zone d'oxydation on a observé de notables quantités de minéraux secondaires d'uranium : ianthinite, becquerelite, schoépite, sklodovskite, kazolite, soddyite, uranosphérite, curite, etc. L'âge de ce gisement est d'environ 610 millions d'années.

Importance pratique. Il est intéressant de noter qu'avant la découverte du radium par Pierre et Marie Curie, les minerais à uraninite récupérés au cours de l'extraction de l'argent, furent pendant longtemps utilisés pour la fabrication de peintures orange et noire. A partir de 1900, les déchets uranifères restant après l'extraction des composés du radium avaient le même emploi. Ce n'est qu'au cours de ces dernières années, du fait de la résolution du problème de la libération et de l'utilisation de l'énergie nucléaire que l'exceptionnelle valeur de ces minerais a été mise en évidence. C'est en U.R.S.S. que l'énergie nucléaire a reçu sa première application pacifique : la première centrale électrique fonctionnant à l'énergie atomique y a été construite.

La teneur en *radium* des minerais à uraninite est de quelques cent millièmes de pour cent par rapport à la masse d'uranium. Les composés du radium obtenus lors du traitement des minerais d'uranium ont des utilisations variées : en médecine pour le traitement des tumeurs malignes (à l'aide du radon, produit de désintégration du radium), on emploie à cet effet des appareils spéciaux appelés « bombes au cobalt » ; les rayons gamma du radium sont employés pour déceler par radiographie les défauts des métaux coulés, du béton armé, etc.

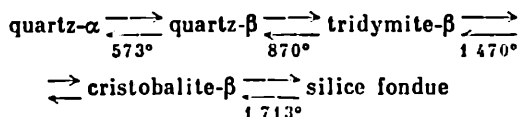
11. Groupe du quartz

Les minéraux de ce groupe ont la même et très simple composition : SiO_2 . Il s'agit d'une série de modifications polymorphiques.

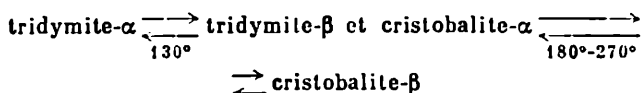
De par leur structure cristalline ces minéraux occupent une place tout à fait particulière parmi les oxydes. Comme nous le verrons plus tard, leurs structures ont un rapport direct avec les silicates, c'est pourquoi certains auteurs les examinent avec ces derniers. Or, étant donné que le quartz est du point de vue chimique un oxyde, nous devons l'étudier dans ce chapitre, conformément à la classification que nous avons adoptée.

Parmi les modifications polymorphiques de SiO_2 appartenant au présent groupe, trois variantes principales ont reçu des noms spéciaux : ce sont le *quartz*, la *tridymite* et la *cristobalite*. Leurs modifications ou phases sont habituellement notées à l'aide des lettres grecques α et β . Il existe également à l'état naturel une silice hydratée : l'opale $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Elle sera examinée à part.

Les transformations polymorphiques de SiO_2 sont représentées sur la figure 180 sous forme de diagramme d'état *TP*. On a établi la série de transformations énantiotropiques suivantes :



En outre, à température peu élevée, la tridymite et la cristobalite subissent les transformations énantiotropiques suivantes :



La structure cristalline du quartz, de même que celles des autres variantes polymorphiques, est caractérisée par le fait que l'ion Si^{4+} est toujours entouré de *quatre ions* O^{2-} (fig. 181) disposés au sommet d'un tétraèdre. Chaque sommet d'un tel tétraèdre est commun à un tétraèdre voisin (fig. 182). Ainsi, les structures cristallines de ces minéraux constituent de véritables charpentes de tétraèdres associés

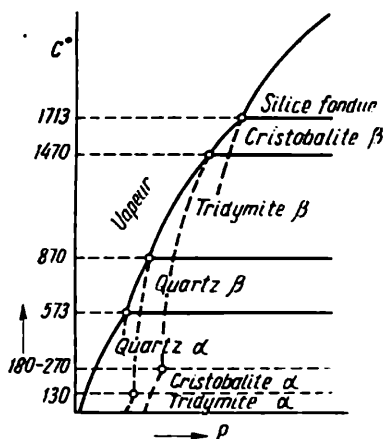


Fig. 180. Système à un seul composant SiO_2 .

Les tensions de vapeur des différentes modifications sont représentées schématiquement. A une température donnée, la modification la plus stable est celle dont la tension de vapeur est la plus faible (c'est-à-dire dont la courbe se rapproche le plus de l'axe des ordonnées).

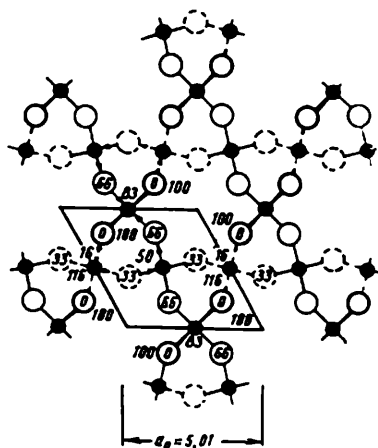


Fig. 182. Structure cristalline de la modification de haute température du quartz (quartz- β) en projection sur le plan (0001).

Les chiffres indiquent les cotes des ions par rapport au plan de la figure.

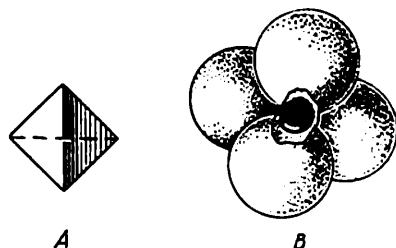


Fig. 181. A — Tétraèdre posé sur une arête; ses sommets sont les centres des ions O^{2-} du groupement tétraédrique SiO_4 (B), dont le centre est occupé par l'ion Si^{4+} . L'échelle est la même pour A et B.

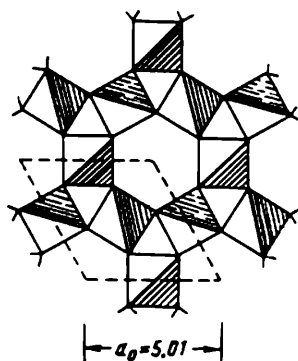


Fig. 183. Même structure que celle de la fig. 182 représentée sous forme de tétraèdres.

Les faces hachurées par des traits d'épaisseur variable (face ombrée des tétraèdres) permettent de se faire une idée de la position de ces tétraèdres par rapport au plan de la figure. On voit que les tétraèdres contigus à l'hexagone interne sont disposés suivant un axe hélicoïdal sénnaire (correspondant aux deux sens possibles d'enroulement d'une hélice).

entre eux (fig. 183). Leur mode de liaison est le même dans toutes les modifications (ils sont liés par leurs sommets), mais l'orientation et la symétrie générale de chaque arrangement sont différentes. En général, l'empilement des ions O ne constitue pas un assemblage compact : les charpentes présentent des lacunes entre les tétraèdres. Ces lacunes sont de petites dimensions dans les modifications de basse température, mais elles sont plus grandes dans celles de haute température, dont l'assemblage est plus lâche. Le poids spécifique et l'indice de réfraction varient avec la qualité de l'arrangement.

Etant communs à deux tétraèdres SiO_4 , contigus, les ions oxygène sont toujours situés entre deux ions silicium, alors que les ions Si^{4+} sont entourés de quatre ions O^{2-} , d'où les coordinences 2 et 4. L'examen des tétraèdres SiO_4 montre que chaque ion positif Si^{4+} n'équilibre que la moitié de la charge négative de chacun des ions O^{2-} qui l'entoure, mais chaque ion oxygène fait également partie d'un autre tétraèdre et la seconde moitié de sa charge se trouve donc simultanément équilibrée. Ainsi, il est aisé de voir que la formule chimique du composé est SiO_2 .

QUARTZ- α — SiO_2 . Cette modification stable à basse température est habituellement appelée simplement quartz ; l'origine de ce nom est inconnue. Le quartz est l'un des minéraux les plus répandus dans la croûte terrestre et des mieux étudiés.

Composition chimique. Les variétés incolores et transparentes correspondent exactement à la composition théorique. Les variétés colorées en blanc laiteux ou en une autre teinte peuvent renfermer des impuretés sous formes de substances gazeuses, liquides et solides : CO_2 , H_2O , différents hydrocarbures, NaCl , CaCO_3 , souvent des minuscules cristaux de rutil, d'actinolite et d'autres minéraux visibles à l'œil nu.

Système. La forme de haute température, le quartz- β , cristallise dans le système hexagonal ; trapézoèdre hexagonal, sym. L^66L^2 . La forme de basse température (plus stable au-dessous de 573° , à la pression atmosphérique), le quartz- α , cristallise dans le système rhomboédrique ; trapézoèdre trigonal, sym. L^33L^3 . Gr. sp. $C3_2(D_3^4)$. $a_0 = 4,904$, $c_0 = 5,397$. **Structures cristallines.** Le schéma structural est assez simple. Les figures 182 et 183 représentent à une même échelle la structure cristalline du quartz- β et de sa projection suivant l'axe c , sur le plan (0001). Dans chaque tétraèdre SiO_4 , deux ions oxygène sont situés légèrement au-dessus et les deux autres légèrement au-dessous de l'ion silicium. Les groupes de tétraèdres sont disposés en trois couches situées à des hauteurs différentes ; leurs cotes par rapport au plan de la figure sont indiquées par des chiffres à côtés des cercles (fig. 182) ou représentées par des hachures d'épaisseur variable (fig. 183). Comme on peut le voir sur la figure 183 les tétraèdres forment des spirales de même sens d'enroulement. Les quartz dits droit et gauche se distinguent précisément par le fait que ces

spiraies sont enroulées soit à droite, soit à gauche. Une rotation de 60° autour de l'axe sénnaire et un déplacement d'une distance égale au tiers de la hauteur de la maille élémentaire suivant l'axe c , ramène les tétraèdres à leur position initiale (fig. 183).

La structure de la forme de basse température (quartz- α) est quelque peu différente de celle du quartz- β . La figure 184 permet

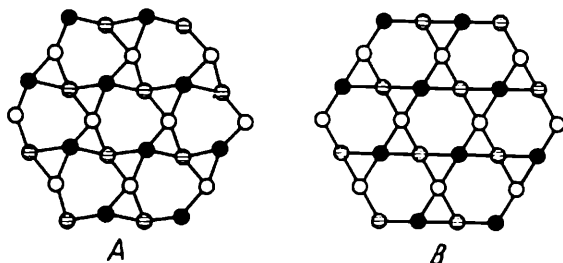


Fig. 184. Comparaison des structures cristallines du quartz- α (A) et du quartz- β (B).

Les ions Si figurent seuls. Leurs cotes sont représentées par la teinte plus ou moins foncée des petits cercles.

de comparer leurs projections sur le plan (0001). Seuls les ions silicium sont représentés. Comme on voit, au cours de la transformation polymorphique de la forme de haute température en forme de basse température, il se produit un léger déplacement des centres de tétraèdres SiO_4 . Il en résulte un rétrécissement du réseau et une diminution de sa symétrie : les axes sénaires deviennent ternaires. Le type de liaison entre les groupements tétraédriques ne change pas. Cette transformation ne change pas le sens d'enroulement des spirales (à droite ou à gauche).

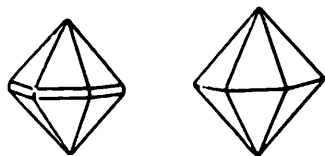


Fig. 185. Cristaux de quartz- β . Bipyramide hexagonale (à droite) combinée au prisme hexagonal (à gauche).

Aspect des cristaux. Les cristaux de quartz- β (ou plus précisément les paramorphoses de quartz- β en quartz- α) se rencontrent dans les roches effusives riches en silice (liparites, porphyres quartzifères, etc.) en tant que premiers minéraux formés à partir de bain de magmas. Ils se présentent en bipyramide hexagonale, les faces du prisme étant très courtes ou absentes (fig. 185). Habituellement très petits, les cristaux atteignent cependant 1-2 cm dans certaines roches. Le quartz- α (de basse température) ne se rencontre en cristaux bien formés que dans les cavités géodiques et dans les roches friables. On connaît des spécimens pesant jusqu'à 1 t et même quelquefois 40 t. Bien que fort variable, la forme des cristaux est très caractéristique : faces du prisme m ($10\bar{1}0$), parfois striées horizontalement,

des rhomboèdres r ($10\bar{1}1$) et z ($01\bar{1}1$), de la bipyramide triangulaire s ($\{11\bar{2}1\}$), du trapézoèdre trigonal x ($\{51\bar{6}1\}$), etc. (fig. 186). Dans certains individus les faces des rhomboèdres principaux sont également développées, d'où leur faciès en « bipyramide hexagonale ». Attaquées aux réactifs les faces d'un rhomboèdre restent brillantes et celles de l'autre deviennent mates. Les figures de corrosion sont également différentes. Suivant la disposition des faces du trapézoèdre trigonal $\{51\bar{6}1\}$ et de la bipyramide $\{11\bar{2}1\}$ on distingue le quartz

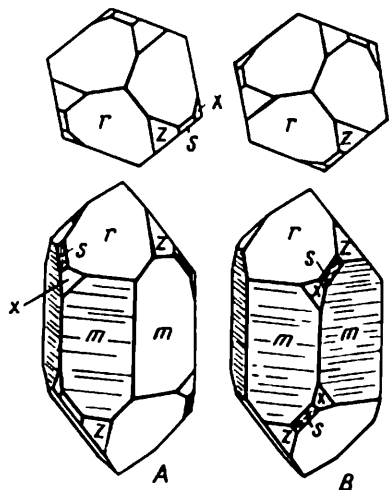


Fig. 186. Quartz droit (B) et gauche (A):
 m ($\{10\bar{1}0\}$), r ($\{10\bar{1}1\}$), z ($\{01\bar{1}1\}$), s ($\{11\bar{2}1\}$),
 x ($\{51\bar{6}1\}$).

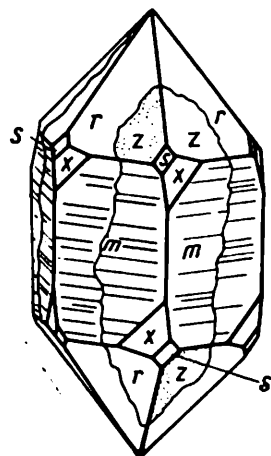


Fig. 187. Macle du Dauphiné (schéma).
 Les limites entre les deux individus
 sont rendues visibles par les lignes de
 suture.

droit et le quartz gauche (fig. 186). Ces faces se situent aux extrémités supérieures et inférieures des arêtes du prisme (à 120° d'intervalle) mais ne sont pas disposées du même côté de ces arêtes.

Outre les formes franchement cristallines α et β du quartz, il existe des variétés cryptocristallines à structure fibreuse: la *calcédoine* et la *quartzine* que seules leurs propriétés optiques permettent de différencier (en particulier le signe optique).

Les macles sont très fréquentes et à associations variables.

1. Dans la macle du *Dauphiné* (fig. 187) les deux cristaux s'interpénètrent à tel point qu'ils semblent constituer un cristal unique. Cependant, le nombre des faces du trapézoèdre x est doublé (fig. 188) et elles se déduisent les unes des autres par une rotation de 60° autour de l'axe vertical et non de 120° comme dans un cristal simple, ce qui permet de reconnaître cette macle. Les faces du prisme des deux individus sont confondues, et celles du rhomboèdre r coïncident avec celles du rhomboèdre z (fig. 187). Les axes optiques sont paral-

lèles, c'est pourquoi la structure de la macle ne peut être mise en évidence que par attaque aux réactifs (fig. 189, A). Les lignes de suture sont sinueuses.

2. Les macles du *Brésil* (fig. 188) se distinguent de l'association du Dauphiné par le caractère suivant: les faces du trapézoèdre, dont le nombre est doublé, se déduisent les unes des autres par réflexion dans un miroir vertical. La structure de la macle peut être mise en évidence par attaque aux réactifs (fig. 189, B). A la différence de la structure des macles du Dauphiné, on observe ici des sutures rectilignes. De plus, les macles du Brésil peuvent être identifiées optiquement.

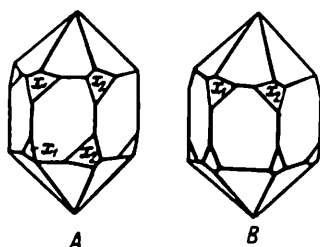


Fig. 188. Macles du Dauphiné (A) et du Brésil (B) (schéma).

3. Macles du *Japon* suivant la bipyramide triangulaire $\{11\bar{2}\}$; les deux cristaux forment entre eux un angle de $83^{\circ}34'$.

Etat d'agrégation. Les cristaux de quartz sont très répandus dans les cavités géodiques (fig. 41). Là, le quartz se rencontre souvent en groupements réguliers avec d'autres minéraux. Les masses compactes correspondent à des agrégats granulaires. La structure des agrégats

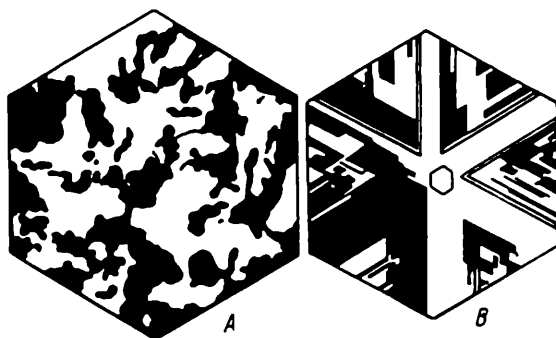


Fig. 189. Cristaux de quartz en lames polies attaquées aux réactifs. (La section est réalisée perpendiculairement à l'axe optique).

A — macle du Dauphiné : les contours des soudures sont sinueuses ; B — macle du Brésil : les lignes de suture sont droites.

compacts est facilement décelable en lame mince au microscope, entre nicols croisés. La calcédoine de structure fibreuse, cryptocristalline, se présente quelquefois en croûtes, en concrétions réniformes ou en sphérolithes, mais le plus souvent en rognons appelés silex. Les agates (silice concrétionnée en nodules dans les géodes) ont une structure en zones concentriques : il y a alternance de couches

diversement colorées de calcédoine et quelquefois de quartz. La partie centrale des géodes est souvent remplie de cristaux de quartz (voir fig. 42). Les cristaux sont parfois hérissés à la manière des poils d'une brosse.

Couleur. Elle est très variable mais le plus souvent le quartz est incolore, blanc laiteux ou gris. Les variétés transparentes ou semi-transparentes, aux belles colorations, ont reçu des noms spéciaux : 1) *cristal de roche* : cristaux incolores hyalins ; 2) *améthyste* : variétés violettes ; 3) *quartz enfumé* : variétés transparentes de teinte brunâtre ou grisâtre ; 4) *morion* : cristaux de teinte noire ; 5) *citrine* : cristaux jaune d'or ou jaune citron. En plus des variétés transparentes que nous venons de citer, on rencontre des cristaux de quartz, dont la coloration est manifestement allochromatique. Ces variétés sont teintées par des matières étrangères et portent des noms spéciaux : *prase*, quartz verdâtre, renfermant des aiguilles d'actinote verte ; *aventurine*, quartz jaunâtre ou rouge brunâtre, rendu chatoyant et scintillant par de minuscules lamelles de mica, d'oligiste Fe_2O_3 , etc.

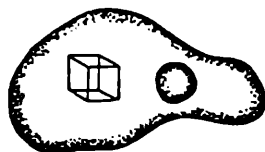


Fig. 190. Bulle gazeuse et cristal de halite dans la goutte du liquide incluse dans le quartz. Agrandie.

Le quartz blanc laiteux, massif, très répandu dans les gîtes hydrothermaux, doit dans certains cas sa couleur à de très nombreuses inclusions liquides et gazeuses microscopiques. Dans les inclusions liquides on observe presque toujours une petite bulle de gaz mobile, ce qui permet de les reconnaître. Ces inclusions contiennent même quelquefois des petits cristaux de NaCl (fig. 190). Au chauffage, à une température déterminée, ces cristaux se dissolvent, les bulles de gaz disparaissent ensuite et l'on obtient une seule phase liquide. En refroidissant l'inclusion devient à nouveau hétérogène. De cette manière il est possible de déterminer approximativement la température à laquelle les phases liquides ont été incluses dans le quartz au cours de sa cristallisation. Dans d'autres cas, la couleur blanche laiteuse des cristaux de quartz est due à un intense fendillement résultant d'actions dynamiques (de même que la glace parfaitement transparente prend une teinte laiteuse sous le choc du marteau).

La calcédoine est plus communément colorée que le quartz cristallin. Ses colorations sont très variées : gris laiteux, noir bleuâtre (saphirine), jaune, rouge, orange (sardoine), marron, brune (cornaline), verte (plasma), vert pomme (chrysoprase, dont la teinte est due à des composés de nickel), verte à taches rouges (héliotrope), etc. Les *agates* ou *onyx* sont souvent constitués de couches de calcédoine très fines, concentriques ou planes, diversement colorées (fig. 191). On observe les combinaisons de teintes les plus diverses : noir et blanc (onyx arabe), brun et blanc (sardonix), rouge et blanc (carnéolonyx), etc.

Eclat. Le quartz est d'éclat vitreux, la calcédoine, de cireux à mat. **Constantes optiques.** Le quartz est uniaxe, positif. $N_g = 1,553$ et $N_m = 1,544$. Il possède le pouvoir rotatoire (le quartz droit est dextrogyre, le quartz gauche, lévogyre).

Dureté 7. Clivage: absence ou bien très difficile suivant le rhomboèdre. Cassure conchoïdale. **P. sp.** 2,5 à 2,8; 2,65 pour les variétés



Fig. 191. Agate présentant des zones diversement colorées, tantôt en position horizontale, tantôt concentriques.

pures; le quartz- β dont l'assemblage est moins compact a un poids spécifique légèrement plus faible. **Autres propriétés.** Le quartz est perméable aux rayons ultraviolets. Il est piézo-électrique: des charges électriques apparaissent sous l'effet de tensions mécaniques. Les axes électriques coïncident avec les axes binaires. L'extrémité de chaque axe binaire s'appuyant sur l'arête tronquée par les faces de trapézoèdre s'électrise négativement, l'extrémité opposée positivement. La température de fusion du quartz est de 1713° . Le quartz fondu fournit, après refroidissement, un verre de silice (quartz amorphe) possédant des propriétés particulières (résistant aux acides, faible coefficient de dilatation, se laisse traverser par les rayons ultraviolets, etc.).

Caractères distinctifs. Les cristaux de quartz sont aisément identifiables par leurs formes caractéristiques.

En agrégats compacts, le quartz est reconnaissable à sa dureté élevée, sa cassure conchoïdale et l'absence de clivage.

La calcédoine diffère des minéraux qui lui ressemblent (opale, smithsonite $ZnCO_3$, fluorine cryptocristalline, etc.) surtout par sa dureté. La distinction peut également être établie d'après les propriétés optiques.

Ne fond pas au chalumeau. Insoluble dans les acides, excepté dans HF, avec lequel il donne aisément le composé volatil SiF_4 . Attaquable aux bases. La calcédoine est très sensible à KOH.

Origine et gisements. Minéral très répandu dans la nature, le quartz entre dans la composition des roches et des gîtes minéraux appartenant aux types génétiques les plus variés.

1. De même que les feldspaths et les micas, c'est un minéral essentiel des roches ignées acides, intrusives et effusives (granites, gneiss, roches quartzifères, etc.). Les phénocristaux de quartz des

roches effusives acides ont une structure zonée et contiennent des inclusions de verre volcanique.

2. On le rencontre en gros cristaux (quartz enfumé, morion améthyste, etc.) dans les cavités géodiques parmi les *pegmatites* également associé aux feldspaths, à la muscovite, parfois à la topaze, au béryl, à la tourmaline et à d'autres minéraux. On observe souvent des groupements réguliers avec de gros cristaux de feldspaths alcalins (orthose ou microcline) dont l'aspect en surface polie rappelle les écrits hébraïques. Il est à noter que toutes ces inclusions de quartz possèdent une même orientation optique dans chaque cristal de feldspath pris isolément.

3. C'est un minéral filonien commun et les gîtes *hydrothermaux* contenant des masses de quartz importantes sont extrêmement répandus. Le quartz s'y associe aux minéraux les plus divers : cassitérite, wolframite, or, molybdénite, pyrite, chalcoppyrite, tourmaline, calcite, chlorites, etc. Il contient presque toujours des inclusions microscopiques gazeuses, liquides et des substances minérales solides.

Les agates et les onyx en forme d'amendes (secrétions) aux contours et de dimensions très variables sont très répandus dans de nombreuses roches effusives : mélaphyres, basaltes, andésites, etc. (laves poreuses altérées). Ils résultent de la pénétration de solutions colloïdales concentrées de silice dans ces roches au cours de la phase finale de l'activité hydrothermale.

4. Au cours des processus *exogènes* des agrégats de fins cristaux de quartz et de calcédoine se forment par déshydratation et cristallisation des gels de silice. Certains cristaux de quartz que l'on rencontre dans les poches des roches ont cette origine ; ainsi ils apparaissent dans les fentes des roches (calcaires, serpentinites, etc.) silicifiées au cours des processus superficiels.

Par contre, la calcédoine formée non seulement par déshydratation de gels de silice, mais aussi de manière indépendante, se rencontre fréquemment dans ces conditions. Dans certains cas, elle se dépose après l'opale dans les vides laissés par les formations rubanées de cette dernière. La calcédoine est surtout répandue dans les calcaires sous forme de silex et dans le manteau de débris superficiel sous forme de rognons rappelant les amendes et les géodes de calcédoine homogène d'origine hydrothermale que l'on rencontre dans les roches effusives ignées.

5. Au cours des processus *métamorphiques* le quartz se forme en quantités importantes par déshydratation des roches sédimentaires contenant de l'opale, avec production de jaspes et de phyl-lades (roches finement grenues, à quartz ou à quartz et calcédoine).

Cependant, ce sont les filons du « type alpin », formés dans les fissures lenticulaires au cours du métamorphisme et de la schistification des roches qui présentent le plus grand intérêt minéralogique

et pratique. Les parois des grandes cavités souterraines et des fractures partiellement remplies de substance minérale sont tapissées de magnifiques cristaux de quartz, parfois très gros, accompagnés de chlorites, de feldspath, de rutile, de brookite, etc. Ces filons comme les cristaux eux-mêmes présentent de nombreuses particularités caractéristiques. Les cristaux de quartz hyalin ont des orientations très diverses par rapport aux parois des cavités. On a établi que ces orientations dépendent de celles des grains de quartz englobés dans la roche des parois de la cavité : ils constituent des germes de croissance pour les gros cristaux se formant dans les cavités souterraines. Les cristaux de quartz hyalin non modifiés possèdent des propriétés piézo-électriques.

Minéral chimiquement stable, le quartz résiste à l'altération et se retrouve en grains détritiques dans les alluvions et les roches sédimentaires (grès, quartzites).

Le quartz présente des pseudomorphoses en minéraux très variés : calcite, baryte, gypse, feldspaths, olivine, etc. Il forme également des épigénies de restes d'animaux et de végétaux.

Les gisements sont extrêmement nombreux. Nous ne citerons que quelques exemples.

Parmi les gisements de l'U.R.S.S. présentant un grand intérêt minéralogique notons les gîtes de pegmatites dits *Mourzinskié*, *Lipovskié* et *Chaïtanskié* (au Nord-Est de Sverdlovsk) connus depuis longtemps. Ils renferment des groupements drusiques de magnifiques cristaux de quartz hyalin, enfumé et d'améthyste, associés aux feldspaths, à la tourmaline, à la lépidolite, etc. Les filons pegmatiques à morion et à améthyste sont fréquents dans la chaîne *Adoun-Tchilon* (Transbaïkalie), en *Volynie* (Ukraine) et en d'autres endroits. On connaît également des filons quartzeux à cristal de roche dans l'*Aldan* et le *Pamir*.

Des jaspes rouges feuilletés sont répandus dans la région de Magnitogorsk (Oural). On les utilise en joaillerie. Les jaspes dits de « Kalga » uniformément colorés en gris verdâtre et ceux de la région d'Orsk (Oural du Sud) aux dessins variés sont très renommés.

Des gisements d'agate industrielle se trouvent en Transcaucasie, notamment dans la région d'Akhalsikhé. Ils sont liés génétiquement aux nappes de roches effusives.

Parmi les autres pays les gisements de variétés nobles de quartz se trouvent en *Brésil* (province de Minas-Geraes) et en *Uruguay* (surtout améthyste), au *Madagascar* (cristal de roche), en *Suisse* (Alpes Suisses), etc. Ce sont surtout des gîtes de pegmatites et des filons quartzeux du type alpin. Les meilleures agates proviennent des gisements de l'Inde, du Brésil, de l'Uruguay, d'Allemagne (Oberschtein, Rhénanie, etc.).

Importance pratique. Les emplois du quartz et de la calcédoine sont très variés.

1. Les variétés transparentes aux belles colorations sont utilisées en joaillerie.

2. Le quartz hyalin est employé pour la fabrication d'appareils d'optique.

3. En mécanique de précision certaines variétés de ces minéraux (en particulier l'agate industrielle) sont très recherchées pour la fabrication de crapaudines de mécanismes, de prismes d'appui, de pierres d'horlogerie, etc.

4. En radiotechnique, on emploie pour la fabrication de lames de piézoquartz (servant de stabilisateurs d'ondes, de résonateurs, etc.) des cristaux parfaitement homogènes, non maclés, possédant des propriétés piézo-électriques (cristal de roche, quartz enfumé, morion); les cristaux doivent mesurer au moins 3,5 cm entre les faces opposées du prisme pour convenir à cet usage.

5. Le quartz fondu est employé pour la fabrication de l'appareillage des laboratoires de chimie (réfractaires et résistants aux acides) et de lampes en quartz utilisées en médecine pour les traitements aux rayons ultraviolets auxquels le quartz est perméable (c'est l'un des rares minéraux possédant cette propriété).

6. En verrerie et en céramique on emploie des sables quartzeux peu ferrugineux (jusqu'à 0,002 %). Ces sables servent à la fabrication du verre ainsi qu'à l'apprêt de la faïence et de la porcelaine.

7. Le quartz est employé pour la fabrication du carbure de silicium (carborundum, SiC) très dur (plus dur que le corindon) utilisé comme abrasif de première qualité.

8. Les sables quartzeux très fins sont employés dans les sableuses servant au polissage des métaux et de la pierre, à la taille de ces dernières, etc.

9. Les grès, constitués de grains de quartz roulés et de leurs variétés métamorphisées (roches appelées quartzites) sont utilisés comme pierre à bâtir.

TRIDYMITE — SiO_2 . Du grec « tridymos » — triple (souvent maclée en triplet). La forme hexagonale de haute température ou tridymite- β , en équilibre métastable à température ordinaire, se transforme facilement en la variante orthorhombique de basse température ou tridymite- α , de structure voisine. A la pression atmosphérique la tridymite- α peut, avec le temps, se transformer en quartz- α (forme stable). La transformation de la tridymite- β en quartz- β , c'est-à-dire en une modification également hexagonale mais de structure cristalline très différente, est beaucoup plus lente et s'accompagne d'un changement de volume et du poids spécifique (le poids spécifique du quartz- β est de 2,51, celui de la tridymite- β , de 2,26).

Les cristaux de tridymite- α , la plus stable à basse température, se présentent en lamelles pseudo-hexagonales (fig. 192) ou bien en triplets (fig. 193) où l'angle des lamelles est de $35^\circ 18'$. On rencontre également des groupements en rosette ou de structure imbriquée.

La tridymite- α est de couleur blanche ou blanc grisâtre; elle est aussi quelquefois incolore. Eclat vitreux. $Ng = 1,473$, $Nm = 1,470$ et $Np = 1,469$. Dureté 6-7. Clivage assez difficile. P. sp. 2,30.

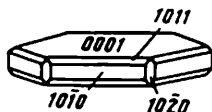


Fig. 192. Cristal de tridymite.

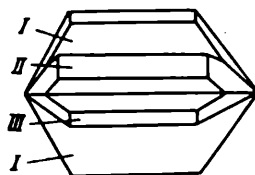


Fig. 193. Macle de tridymite en triplet (groupement de trois cristaux sous le même échantillon).

Se rencontre dans les poches des roches effusives acides : trachytes de Sigengebirge (Allemagne), andésites de San-Cristobal (Mexique), produits des éruptions du Vésuve, etc.

CRISTOBALITE — SiO_2 . (De San-Cristobal au Mexique). Variantes polymorphiques : à haute température, cristobalite- β de symétrie cubique; à basse température, cristobalite- α de symétrie quadratique avec forme pseudo-cubique.

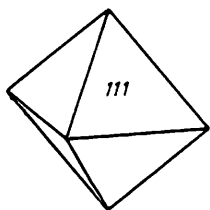


Fig. 194. Cristal de cristobalite.

Les cristaux de cristobalite- β ont un faciès octaédrique (fig. 194), plus rarement cubique ou sont de forme squelettique. On rencontre des macles suivant (111). Couleur d'un blanc laiteux. Eclat vitreux. $Nm = 1,49$. Dureté 7. P. sp. 2,27.

La cristobalite se forme facilement par recristallisation dans le verre de quartz. Elle cristallise également au cours de la cuisson des briques de fonderies. On la rencontre souvent avec la tridymite- α dans les roches volcaniques dont le refroidissement a été rapide : andésites de San-Cristobal (Mexique), laves du Main en Rhénanie (Allemagne); dans le parc de Yellowstone (U.S.A.) elle est en globules (sphérolithes) atteignant 1 mm dans l'obsidienne (verre volcanique), tandis que dans les poches souterraines elle est en petits cristaux associés en groupements réguliers à des lamelles de tridymite.

On connaît d'autres modes de formation de la cristobalite- β . Elle peut, en particulier, résulter de l'action d'un magma basaltique sur des roches sédimentaires quartzifères (grès). En ce cas, la cristobalite se forme à haute température à partir du quartz. De semblables phénomènes ont été signalés, par exemple, dans des grès argileux du Tertiaire supérieur en Géorgie Occidentale.

OPALE — $SiO_2 \cdot aq$. C'est un hydrogel solide typique. L'origine du nom de ce minéral est inconnue. On distingue les variétés d'après

leurs caractères physiques : 1) *opale noble*, opalescente ; 2) *hydrophane*, variété légère, très poreuse, trouble à l'état déshydraté et devenant transparente dans l'eau ; 3) *hyalite*, en stalactites ou en globules à structure plus ou moins sphérique.

Composition chimique très variable. La teneur en eau varie de 1 à 5 % et atteint très rarement 34 %. Toutes les opales peuvent perdre une partie de leur eau par séchage dans un dessiccateur. La déshydratation est surtout intense au cours des premiers jours (fig. 195). Au chauffage, certaines opales perdent la majeure partie de leur

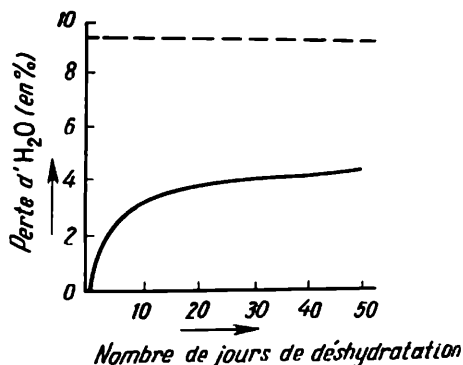


Fig. 195. Courbe de déshydratation de l'opale (par H₂SO₄).

eau au-dessous de 100°, d'autres au-dessus de cette température (100°-250°). Les causes de ces variations de la solidité des liaisons de l'eau ne sont pas tout à fait élucidées.

Caractères morphologiques. L'opale s'observe habituellement en masses compactes vitreuses se présentant en concrétions. Elle est un élément essentiel de la constitution de certains organismes : diatomées (carapaces), éponges (spicules), radiolaires (squelettes) et partiellement certains foraminifères et bryozoaires (tests), animaux qui se nourrissent des solutions colloïdales (collosols) de silice. Du fait de la présence de silice, les squelettes de ces organismes se conservent très bien à l'état fossile, même dans les dépôts les plus anciens. La silice hydratée entre également dans la composition du chaume des graminées, des nodosités dures des équisétinées et, surtout, des nœuds du bambou ainsi que d'autres plantes absorbant les collosols de silice du sol par leurs racines. Les collosols de silice peuvent imprégner les troncs d'arbres morts. L'opale se dépose et remplace le bois dont la structure est conservée dans tous ses détails (« opale de bois »).

Couleur. L'opale est incolore par elle-même. Cependant, divers pigments (en particulier les composés ferrifères) lui confèrent des colorations jaunes, brunes, rouges, vertes, noires, etc. **Eclat vitreux** (les masses poreuses sont d'éclat résineux ou mates). Les variétés

semi-transparentes sont opalescentes (d'où précisément le nom tiré du minéral donné à ce phénomène). $N = 1,40$ à $1,46$.

Dureté 5-5,5 (la dureté des variétés très pauvres en eau peut atteindre 6). Fragile. P. sp. 1,9 à 2,5 (il dépend de la teneur en eau et de la quantité de substances denses adsorbées).

Caractères distinctifs. L'opale en masses compactes est caractérisée par son aspect vitreux et sa forme concrétionnée. Son aspect extérieur rappelle beaucoup celui de la calcédoine dont elle se distingue par sa dureté moindre et sa teneur en eau.

Ne fond pas au chalumeau, mais décrépite souvent fortement. En tube fermé elle dégage de l'eau. Ne se décompose pas dans les acides. Plus ou moins soluble dans KOH et HF. La dissolution de l'opale déshydratée dans la soude s'accompagne d'un bouillonnement (dégagement de CO_2).

Origine et gisements. Dans les régions volcaniques l'opale est souvent déposée par les sources *hydrothermales* et les geysers, sous forme d'écumes (tuf siliceux, geyserite) et quelquefois de concrétions blanches, translucides, à reflet nacré. Elle se rencontre également dans les cavités géodiques et les fentes des roches effusives de même qu'en inclusions amygdaloïdes.

Cependant, elle se forme principalement dans les conditions exogènes, par décomposition des silicates, au cours de l'*altération* des roches les plus variées, en particulier des roches ultrabasiques. La silice libérée de la dissociation du réseau cristallin des silicates forme tout d'abord un colloïsol. La coagulation de ce dernier entraîne la précipitation de la silice dans la couche éluviale sous forme de concrétions réniformes ou le dépôt de celle-ci par voie métasomatique s'accompagnant souvent de celui d'hydroxydes de fer, d'aluminium et d'autres éléments, sur les différentes roches en place.

Les énormes masses d'opale, se présentant en couches, sont d'origine *sédimentaire*. Elles résultent de la coagulation des colloïdols de silice apportés par les eaux fluviales dans la zone littorale des bassins marins. Ce sont les gaizes, les tripolis, les diatomites, le kieselguhr (farine siliceuse), etc., roches meubles ou poreuses, parfois plus ou moins consolidées, souvent transformées à la surface en masses d'aspect crayeux, sous l'action mécanique de la congélation des eaux qui les imprègnent.

Il convient enfin de signaler le rôle pétrifiant de la silice colloïdale au cours de la métasomatose des débris végétaux, en particulier des troncs d'arbre. Quelle que soit l'origine de l'opale, elle se transforme graduellement au bout d'un certain temps en calcédoine ou en quartz.

Les roches sédimentaires à opale (gaizes, tripolis, diatomites) sont très répandues dans les dépôts d'âge tertiaire, formés en mer peu profonde, inondant les territoires de la partie européenne de l'U.R.S.S. (régions d'Oulianovsk, de Saratov, etc.) ainsi que le versant oriental de l'Oural, la région Transcaspienne, la Transcau-

casie, etc. Parmi les gisements des autres pays, citons ceux de Bohême, d'Italie, de Tripoli (d'où le nom de la roche), etc. On connaît des gisements d'opale noble sur le versant méridional des Karpathes, près de Košice (dans les poches d'une roche ignée, l'andésite), en Australie: Nouvelles-Galles du Sud et Queensland (dans des grès s'étendant sur un vaste territoire), et en d'autres endroits.

Importance pratique. Les opales nobles sont employées comme pierres précieuses. Le tripoli est utilisé pour le polissage des métaux, de la pierre, etc. Le kieselguhr sert à la fabrication de filtres, à l'apprêt des briques légères, en céramique et dans d'autres domaines.

En résumé, donc, toutes les formes naturelles de la silice, excepté l'opale et la lechatélierite (verre de quartz amorphe), sont caractérisées par des structures cristallines consistant essentiellement en des charpentes continues de tétraèdres SiO_4 liés par leurs sommets, c'est-à-dire chaque ion silicium est entouré de quatre ions oxygène et chaque ion oxygène assure la liaison entre deux ions silicium. Les structures diffèrent entre elles par l'orientation spatiale des tétraèdres. En particulier, les propriétés physiques des minéraux (tableau 8) dépendent de leur structure.

Tableau 8

Principales propriétés des différentes modifications de SiO_2

Modifications	Système	P.sp.	Indice de réfraction		
			N_g	N_m	N_p
Verre (de quartz)	—	2,204	—	1,460	—
Cristobalite- β	Cubique	2,21	—	—	—
Cristobalite- α	Quadratique	2,27	—	1,487	1,484
Tridymite- β	Hexagonal	2,26	—	—	—
Tridymite- α	Orthorhombique	2,30	1,473	1,470	1,469
Quartz- β	Hexagonal	2,51	—	—	—
Quartz- α	Rhomboédrique	2,655	1,553	1,544	—
Opale	—	1,9-2,5	—	1,44	—

Classe 2

HYDROXYDES (OU OXYDES CONTENANT LE GROUPE HYDROXYLE)

Les minéraux les plus importants de ce groupe sont les hydrates ou hydroxydes, c'est-à-dire les combinaisons des métaux avec le groupe hydroxyle OH qui remplace la totalité ou une partie des ions oxygène dans les oxydes. Par exemple, à l'oxyde de magnésium MgO correspond $\text{Mg}[\text{OH}]_2$, à l'oxyde d'aluminium Al_2O_3 correspond $2\text{Al}(\text{OH})_3$ ou $2\text{Al}(\text{OH})_3$, etc.

La majorité de ces composés cristallise avec une structure lamellaire se caractérisant par un assemblage compact hexagonal des ions $[\text{OH}]^-$, ou un mode d'arrangement proche de ce dernier. Cela explique de nombreuses propriétés communes à ces minéraux. Les cations donnant le plus facilement des composés à structure lamellaire sont : Mg^{2+} , Fe^{2+} , Mn^{2+} , Al^{3+} , Fe^{3+} et Cr^{3+} .

1. Groupe de la brucite

Le présent groupe comprend les hydroxydes des métaux bivalents Mg , Fe , Mn , cristallisant dans les systèmes rhomboédrique ou hexagonal. Nous n'examinerons ici que la brucite.

BRUCITE — $\text{Mg}[\text{OH}]_2$. **Composition chimique.** MgO 69 %, H_2O 31 %. Contient souvent des mélanges isomorphes de Fe (ferrobrucite) et de Mn (manganobrucite).

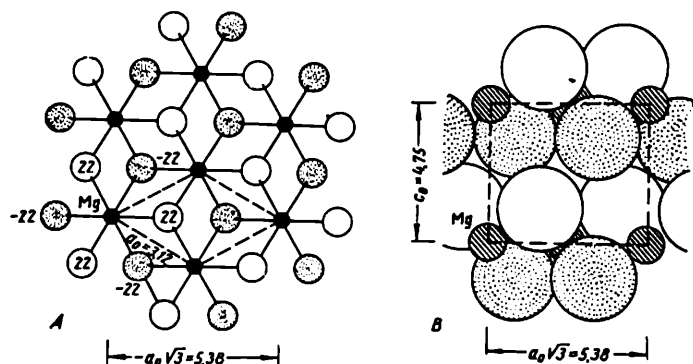


Fig. 196. Structure de la brucite.

A — projection de la structure sur le plan (0001). Les cercles blancs représentent les groupements OH situés au-dessous de la lamelle de cations Mg^{2+} , les cercles ponctués ceux se trouvant au-dessus ; B — vue de deux couches à valences saturées. Chacune d'entre elles est formée d'une lamelle d'ions magnésium compris entre deux lamelles d'ions hydroxyle.

Système rhomboédrique ; scalénoèdre ditrigonal, sym. $L_6^3 3L^2 3PC$.
Gr. sp. $C\bar{3}m(D_{3d}^5)$. $a_0 = 3,125$; $c_0 = 4,72$. **Structure cristalline** lamellaire, typique. Le groupe hydroxyle $[\text{OH}]^-$, bipolaire, joue le rôle d'anion. L'empilement de ces groupes est du type de l'assemblage compact hexagonal (fig. 196). Chaque couche comprend deux lamelles planes d'ions hydroxyle, parallèles au plan (0001). Entre ces lamelles s'insère une lamelle de cations Mg^{2+} . Ces cations occupent tous les sites octaédriques entre les lamelles OH, c'est-à-dire que chaque ion Mg est disposé entre six anions hydroxyle, et est en liaison avec trois ions $[\text{OH}]^-$ de l'une des lamelles et à trois ions $[\text{OH}]^-$, de l'autre. Les plans de clivage parfait passent entre ces couches triples qui sont liées entre elles par de faibles forces

résiduelles. **Aspect des cristaux.** On trouve des cristaux en forme de tablettes épaisses. Les agrégats sont généralement feuilletés rappelant le talc. On rencontre également des masses métacolloïdales se présentant en concrétions.

Couleur blanche. La brucite est plus rarement verdâtre ou incolore. **Eclat vitreux** en cassure; les surfaces de clivage ont un éclat nacré. $N_g = 1,580$ et $N_m = 1,559$.

Dureté 2,5. Clivage parfait suivant $\{0001\}$. Les fines lamelles résultant du clivage sont élastiques. **P. sp.** 2,3 à 2,4.

Caractères distinctifs. Ressemble au talc $Mg_3[Si_4O_{10}][OH]_2$, à la pyrophyllite $Al_2[Si_4O_{10}][OH]_2$ et à l'hydrargillite $Al[OH]_3$. Le plus facile est de reconnaître la brucite par sa grande solubilité dans HCl qui la distingue de ces minéraux.

Ne fond pas au chalumeau. Portée à l'incandescence, émet une lumière vive. Soluble dans les acides sans ébullition. Dégage de l'eau en tube fermé.

Origine. La brucite se forme par hydrolyse des composés du manganèse dissous, en milieu fortement alcalin. On la rencontre souvent en filonnets et sous forme d'enduits dans les fissures des serpentinites (produits de l'altération de roches ignées ultrabasiques riches en magnésic, telles que les dunites et les périclites, par les eaux hydrothermales). S'associe à la serpentine, aux hydrocarbonates de magnésium, à l'aragonite, etc. S'observe parfois dans les calcaires dolomités, avec la calcite, l'hydromagnésite et la périclase. Elle constitue des pseudomorphoses en cette dernière qui sont probablement d'origine hydrothermale. Elle a également été rencontrée dans des sols très alcalins.

A la surface, en milieu plus acide, la brucite est facilement transformée en carbonate.

Importance pratique. Si les gisements sont importants, l'exploitation de la brucite comme minéral de magnésium peut être rentable.

En U.R.S.S., on la rencontre dans tous les massifs de serpentinite de l'Oural, du Caucase et de la Sibérie, non altérée par les agents atmosphériques. On trouve une variété fibreuse ayant l'aspect de l'asbeste, la némalite, dans le gîte d'amiante de Bajénov.

2. Groupe de l'hydrargillite

Ce groupe réunit les hydroxydes de certains métaux trivalents. Le plus répandu dans la nature est $Al[OH]_3$. L'hydrate du fer ferrique $Fe[OH]_3$, se formant au début de l'hydrolyse des sels de ce métal, est instable et se déshydrate très rapidement. L'ion Fe^{3+} peut seulement entrer en petites quantités dans la composition d' $Al[OH]_3$, en formant des mélanges isomorphes. Les hydrates d'aluminium peuvent également contenir Ga^{3+} sous forme isomorphe, en quantités dépassant très largement le clark de cet élément.

HYDRARGILLITE — $\text{Al}[\text{OH}]_3$. Du grec « hudor » — eau et « argillos » — argile blanche. A été découverte dans l'Oural au cours du siècle dernier. Synonyme: gibbsite.

Composition chimique. Al_2O_3 65,4 %, H_2O 34,6 %. Impuretés isomorphes: Fe_2O_3 (jusqu'à 2 %) et Ga_2O_3 (jusqu'à 0,006 %). Les analyses chimiques montrent que la composition correspond souvent assez exactement à la formule théorique.

Système monoclinique; prisme, sym. L^2PC . Gr.sp. $P2_1/n(C_{2h}^2)$. $a_0 = 8,624$; $b_0 = 5,060$; $c_0 = 9,700$; $\beta = 94^\circ 34'$. **Structure cristalline**

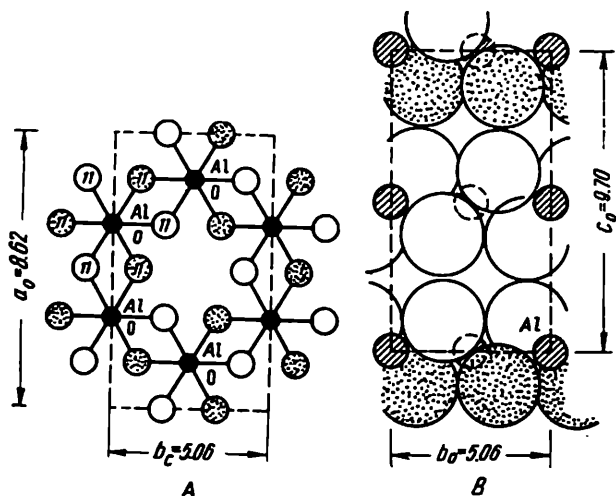


Fig. 197. Structure de l'hydrargillite.

lamellaire, ressemble à la structure de la brucite quelque peu modifiée. Certains de ses caractères sont dus au fait que l'ion aluminium possède une charge supérieure et un rayon inférieur à l'ion magnésium. Dans l'hydrargillite, de même que dans la brucite, chaque couche est constituée de deux lamelles d'ions hydroxyle, dont l'empaquetage est compact, entre lesquelles se trouve une lamelle de cations Al^{3+} (fig. 197). La charge des ions aluminium étant supérieure à celle des ions magnésium, il faudra donc moins de cations Al^{3+} pour équilibrer la charge négative des anions hydroxyle. En conséquence, les cations Al^{3+} occuperont non pas tous les sites octaédriques vacants entre les lamelles OH comme il en est dans la brucite, mais seulement les deux tiers de ces sites. De ce fait, les ions Al^{3+} ne sont plus disposés en hexagones centrés comme dans la brucite, mais en hexagones simples (comparer la disposition des points noirs dans les figures 196 et 197). En suivant les contours d'un tel hexagone, il est facile de voir que dans une couche du réseau de la brucite il se dispose six ions hydroxyle et trois ions Mg^{2+} complets (un ion central

plus six ions périphériques, chacun à raison de $2/6$ de valence), autrement dit la formule de l'hexagone s'écrira $Mg_3[OH]_6$. Or, dans la structure de l'hydrargillite, pour un même nombre d'ions hydroxyle, nous n'aurons plus que deux ions Al^{3+} dans un hexagone, c'est-à-dire que sa formule sera de la forme $Al_2[OH]_6$. Le mode de liaison des couches triplées entre elles diffère également : alors que dans la structure de la brucite chaque ion $[OH]^-$ se dispose au niveau du centre de trois ions $[OH]^-$ de la couche suivante, dans celle de l'hydrargillite, chaque ion $[OH]^-$ d'une couche donnée se trouve juste en face de l'ion $[OH]^-$ de la couche suivante (comparer les parties droites des figures 196 et 197).

Aspect des cristaux : tablettes hexagonales (fig. 198). Les macles, généralement complexes, sont fréquentes, leur mode d'association est varié. Le plus souvent les cristaux s'associent suivant (100) et (110). L'hydrargillite s'observe en masses feuilletées à texture radiée, éventuellement en concrétions ou en amas réniformes ou globulaires. Mais elle est surtout répandue à la surface de la terre en masses finement écailleuses ou cryptocristallines.

Couleur. L'hydrargillite est blanche ou présente une faible nuance grisâtre, verdâtre ou rougeâtre. Éclat vitreux ; les surfaces de clivage ont un éclat nacré. $Ng = 1,587$, $Nm = 1,566$ et $Np = 1,566$.

Dureté 2,5 à 3,5. Clivage parfait suivant le pinacoïde basal {001}. **P. sp. 2,43. Autres propriétés.** Au chauffage se transforme tout d'abord en bœhmite $AlOOH$, puis vers 950° en $Al_2O_3-\gamma$ (de structure cubique du type spinelle).

Caractères distinctifs. L'hydrargillite est caractérisée par son clivage parfait, son éclat vitreux et son faible poids spécifique. Se distingue du diaspoire qui lui ressemble par sa dureté (6-7 pour le diaspoire). Diffère du mica par son poids spécifique et ses propriétés optiques (les micas sont optiquement négatifs).

L'hydrargillite ne fond pas au chalumeau, blanchit et devient opaque en perdant OH. Cette perte de OH a lieu en deux étapes : 1) entre 196° et 202° (transformation en bœhmite) et 2) à 510° (deshydratation ultérieure). Humectée après grillage de nitrate de Co se colore en bleu vif. De même que les hydroxydes des autres métaux, elle est soluble dans l'acide chlorhydrique dilué.

Origine et gisements. L'hydrargillite se forme par décomposition et hydrolyse des silicates d'alumine, quelquefois lors des processus *hydrothermaux* (à des températures relativement basses), mais surtout au cours des processus d'altération *superficielle* et dans ce cas principalement en climat chaud (régions tropicales et subtropicales).

L'hydrargillite d'origine hydrothermale est relativement rare et se rencontre en faibles quantités. On la trouve dans certains gîtes endogènes où elle est l'un des derniers minéraux déposés par les solutions hydrothermales à basse température.

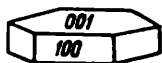


Fig. 198. Cristal d'hydrargillite.

Dans les pays chauds, les hydrates d'alumine et en particulier l'hydrargillite, se forment habituellement en même temps que les hydroxydes de fer, au cours des processus d'altération superficielle. L'hydrargillite se rencontre en quantités importantes dans les latérites¹, c'est-à-dire dans les produits d'altération très répandus actuellement dans les pays tropicaux, qui recouvrent la roche en place. Les latérites sont surtout formées de Fe_2O_3 et en quantité moindre d' Al_2O_3 et de SiO_2 . On la trouve également dans les *bauxites* constituées surtout d'hydrates d'Al. Les bauxites peuvent également être d'origine *sédimentaire* et se former dans les dépressions marines probablement par lessivage du manteau de débris superficiel.

On attribue aussi la formation de nombreux gisements de bauxite à la décomposition de calcaires et de dolomies par les agents externes. On admet dans ce cas que les produits de lessivage des argiles résiduelles subissent une décomposition ultérieure en milieu alcalin avec entraînement de la silice libérée.

Au cours des processus du métamorphisme régional l'hydrargillite se déshydrate. Elle se transforme en diaspore et, en zone plus profonde, en corindon (émeri) ou bien, en présence de SiO_2 , en silicates d'alumine.

En U.R.S.S., l'hydrargillite accompagne le diaspore dans les gisements de bauxite de la région de Léninegrad et d'ailleurs. Des cristaux d'hydrargillite atteignant 5 cm (d'intérêt minéralogique) ont été trouvés dans les formations hydrothermales des monts *Naziamskié* et *Chichimskié* (région de Zlatoust, Oural du Sud), parmi des schistes métamorphiques, ainsi que sous forme de produits d'altération de la néphéline dans les pegmatites des monts *Vichnévyé* (Oural Moyen).

Importance pratique. L'hydrargillite, de même que le diaspore et la boëhmite qui entrent dans la composition des bauxites, est une source d'alumine servant, comme on sait, à la fabrication de l'un des métaux les plus légers : l'aluminium. On n'emploie que les bauxites dont la teneur en silice ne dépasse pas 10-15%.

Dans l'industrie chimique on utilise des bauxites peu ferrugineuses (de teinte claire) pour la préparation des sels d'alumine, surtout des sulfates. Les variétés de bauxite de qualité inférieure sont utilisées pour la fabrication d'abrasifs (alundum et aloxite). On les emploie également comme matériaux réfractaires pour les fours de haute température (la température de fusion est supérieure à 2 000°). L'utilisation de certaines bauxites comme adsorbant (raffinage des huiles minérales et végétales, fabrication de peintures) et comme catalyseurs est en pleine extension.

¹ De « later » — brique (produit d'altération dont la couleur rappelle celle de la brique bien cuite).

SASSOLINE — $B[OH]_3$. Système triclinique, pinacoïde. Les cristaux se présentent en écailles hexagonales très fines. Ils sont incolores ou faiblement teintés. Eclat vitreux. Les surfaces de clivage ont un éclat nacré. Optiquement négatif. $N_g = 1,459$, $N_m = 1,456$ et $N_p = 1,340$.

Dureté 1. Clivage parfait suivant {001}. P. sp. 1,48. Fusible. Colore la flamme en vert. Légèrement soluble dans l'eau froide.

Se dépose en efflorescences blanches dans les régions volcaniques où elle est un produit de l'activité fumerollienne. On la rencontre en grandes quantités dans l'île de Vulcano (îles Lipari au Nord-Est de la Sicile), dans les fissures du volcan Avatcha au Kamtchatka et en d'autres endroits. Elle fut découverte à Sasso en Toscane (Italie). L'hydroxyde de bore se trouve souvent en solution dans les eaux des gisements pétrolifères et dans les déjections des volcans de boue (presqu'île de Kertch et rivage caucasien de la mer Caspienne).

3. Groupe de la lépidocrocite et de la gœthite

Les monohydrates des métaux trivalents Al, Fe, Mn et Co sont rassemblés dans ce groupe. Ces composés sont dimorphes; ils cristallisent dans le système orthorhombique.

Le sous-groupe de la lépidocrocite ($FeOOH$) comprend l'équivalent pour Al de cette dernière, la bœhmite, de formule $AlOOH$; celui de la gœthite ($HFeO_2$), le diaspore: HAO_2 . Nous décrivons également ici la manganite, dont la formule empirique est analogue à celle des composés précédents mais qui en diffère notablement par ses autres propriétés.

BŒHMITE — $AlOOH$. Dédiée à Bœhm qui découvrit la présence de ce minéral, de structure analogue à celle de la lépidocrocite ($FeOOH$), dans la bauxite qu'il étudiait aux rayons X.

Composition chimique. Identique à celle du diaspore. Al_2O_3 84,97% (suivant la formule). Contient SiO_2 , Fe_2O_3 (du fait de la présence d'impuretés mécaniques d'opale et d'hydroxydes de fer), ainsi que Ga_2O_3 .

Système orthorhombique; bipyramide orthorhombique. Gr. sp. *Amam* (D_{2h}^{18}). $a_0 = 3,78$; $b_0 = 11,8$; $c_0 = 2,85$. **Structure cristalline** analogue à celle de la lépidocrocite, décrite plus loin. **Aspect des cristaux.** On la trouve dans les fissures et les pores de la bauxite et parmi les produits d'altération de la néphéline sous forme de très petits cristaux lamellaires ou lenticulaires (fig. 199) qui sont généralement des combinaisons de (010), (111), (113), {110}, etc. Signalons que les faces {110} sont brillantes alors que les autres sont mates. Cependant, la bœhmite est surtout répandue en masses cryptocristallines ou en formations colloformes ¹ (dans la bauxite).

¹ Masses à structure rubanée résultant de la floculation de solutions colloïdales et de la cristallisation du précipité. (*N.d.T.*).

Couleur. Incolore ou blanche à nuance jaunâtre. L'indice de réfraction moyen des variétés cryptocristallines est de 1,640-1,645.

Dureté 3,5. **Clivage** parfait suivant {010}. **P. sp.** 3,01 à 3,06. Portée à l'incandescence, se transforme en $Al_2O_3\text{-}\gamma$ (modification cubique, cristallisant avec une structure du type spinelle).

Caractères distinctifs. Du fait de la taille menue des cristaux, la méthode la plus sûre pour reconnaître la bœhmite est celle de Debye et Scherrer. Se distingue du diaspoire par son indice de réfraction et sa dureté plus faibles.

Ne fond pas au chalumeau, mais blanchit et se fragmente en lamelles suivant les plans de clivage. Dégage de l'eau en tube fermé. Insoluble dans les acides.

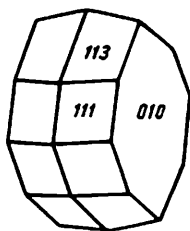


Fig. 199. Cristal de bœhmite provenant des Monts Vichnévyé.

Origine et gisements. Jusqu'à ces derniers temps on ne connaissait que la bœhmite des gîtes *exogènes* de bauxite (voir l'hydrargillite). Récemment on en a découvert, en association avec la kaolinite, dans l'ancien manteau de débris superficiel du gisement Iakovlévskoïé (Anomalie Magnétique de Kursk), recouvrant des schistes

métamorphiques constitués d'alumine, de composés de fer, de magnésium. Ces temps derniers on a également trouvé des petits cristaux de bœhmite (voir fig. 199) dans des poches de roches pegmatiques alcalines dans les *monts Vichnévyé* (Oural Moyen) associés à l'hydrargillite transparente et incolore sur des cristaux en aiguilles de zéolite (natrolite). Ces cristaux de bœhmite sont d'origine hydrothermale et se sont formés à basse température, probablement par décomposition de la néphéline.

LÉPIDOCROCITE — $FeOOH$. Du grec « lépidos » — lamelle et « crocos » — safran. Synonyme: « ruby mica ».

Composition chimique. Identique à celle de la gœthite. Les analyses chimiques montrent qu'elle contient beaucoup moins d'impuretés que cette dernière. De même que pour la gœthite il existe des variétés contenant de l'eau adsorbée (en masses microcristallines de structure rubanée), appelées *hydrolépidocrocite*: $FeOOH \cdot aq$ ¹.

Système orthorhombique; bipyramide orthorhombique. Gr. sp. *Amam* (D_{2h}^{17}). $a_0 = 3,87$; $b_0 = 12,51$; $c_0 = 3,06$. **Structure cristalline.** Comme on voit sur la figure 200, les cations Fe^{3+} sont entourés de six ions oxygène (les anions situés devant et derrière le cation n'ont pas été représentés). Ces derniers sont situés aux sommets des octaèdres modifiés, liés entre eux en chaînes se disposant parallèlement à l'axe *a*. Ces chaînes sont assemblées entre elles par des liaisons latérales (les octaèdres sont associés par leurs arêtes): on obtient ainsi des couches doublées continues, parallèles à (010), autre-

¹ Ou bien $FeOOH \times H_2O$ (N.d.T.).

ment dit perpendiculaires au plan de la figure (dans le sens vertical). Comme le montre la figure 200, la cohésion entre les couches est assurée par des faibles liaisons hydrogène : on a des chaînes continues en forme de zigzag — O — H — O — H — O —. Chaque anion O^{2-} , au contact des ions H, est lié d'un côté à deux cations Fe^{3+} fournissant chacun 1/2 valence, et de l'autre, à deux cations H. Sa saturation se trouve ainsi réalisée. En ce qui concerne les anions O^{2-} , situés à l'intérieur des doubles couches (voir fig. 200),

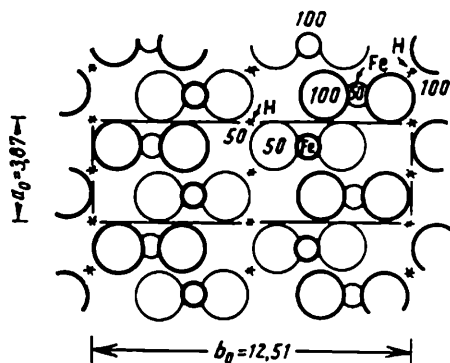


Fig. 200. Structure de la lépidocrocite $FeOOH$. Grands cercles : ions oxygène ; petits cercles : ions Fe^{3+} . Les astérisques indiquent les positions probables de l'ion H^+ .

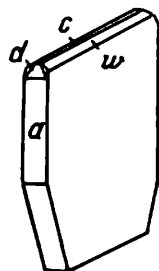


Fig. 201. Cristal de lépidocrocite :

$a \{100\}$, $b \{010\}$, $c \{001\}$,
 $d \{201\}$, $w \{031\}$.

leur valence est également équilibrée par les fractions de valences que fournissent les cations Fe^{3+} (chaque anion O est entouré de quatre cations Fe). Ainsi, deux types d'ions O prennent part à l'arrangement de l'édifice de la lépidocrocite, c'est pourquoi la formule de ce minéral s'écrit : $FeOOH$. Il n'y a pas d'ions hydroxyle proprement dits dans le réseau structural. Dans la structure de la goëthite ($HFeO_2$) tous les ions oxygène sont, par contre, équivalents. Dans la lépidocrocite l'empaquetage des ions est moins compact, d'où son poids spécifique plus faible. Aspect des cristaux. La lépidocrocite se rencontre en cristaux de faciès lamellaire suivant $\{010\}$ dans les poches des roches (fig. 201), mais le plus souvent en écailles très fines ou en masses fibreuses. On a également observé des agrégats noduleux sur les parois des géodes.

Couleur. De rouge foncé à noir rougeâtre ; possède parfois un reflet doré (en masses écailleuses). **Trait** orange ou rouge brique. **Eclat** adamantin. Transparente en lames minces. $N_g = 2,51$, $N_m = 2,20$ et $N_p = 1,94$.

Dureté 4. Clivage parfait suivant $\{010\}$ et bon suivant $\{001\}$. **P. sp.** 4,09-4,10.

Caractères distinctifs. La lépidocrocite est souvent confondue avec l'hématite, surtout en masses compactes. Les lamelles isolées sont aisément reconnaissables par leur forme, leur couleur rouge en transparence, leur trait rouge orangé ou rouge et leur faible poids spécifique (différence avec l'hématite).

Ne fond pas au chalumeau; devient noire et magnétique à température élevée. Dégage de l'eau en tube fermé. Soluble dans HCl.

Origine et gisements. La lépidocrocite en cristaux lamellaires (« ruby mica ») se rencontre dans les gîtes *hydrothermaux* parmi les minéraux élaborés en achèvement de la formation des roches: par exemple à Siegen en Westphalie (Allemagne) et en U.R.S.S., dans les gîtes filoniens ferrifères de la région d'Angara-Ilim (dans les poches des filonnets de quartz), etc. Mais on l'observe beaucoup plus souvent en agrégats écailleux à couches concentriques d'origine *superficielle* dans les masses concrétionnées d'hématite brune ou sur les parois des géodes: gisements Polétaïévskié (près de Tchéliabinsk), aux environs de Lipetsk et en d'autres endroits.

Les études microscopiques et radiocristallographiques des produits obtenus par chauffage continu de la lépidocrocite ont montré que cette dernière peut se transformer en gœthite. Les conditions dans lesquelles se produit cette transformation, ainsi que les facteurs réglant la synthèse naturelle des différentes modifications du monohydrate de l'oxyde ferrique, n'ont pas encore été élucidés. Il est probable que la formation des hydrates de l'oxyde ferrique est liée à l'acidité du milieu (pH).

DIASPORE — HALO_2 . Du grec « diaspor » — dispersion (certains échantillons décrépitent au chauffage et se fragmentent en petites parcelles). A été découvert dans l'Oural au cours du siècle dernier.

Composition chimique. Al_2O_3 85 %, H_2O 15 %. On connaît des variétés contenant sous forme de corps isomorphes Fe_2O_3 (jusqu'à 7 %), Mn_2O_3 (mangandiaspore), Cr_2O_3 (jusqu'à 5 %) et SiO_2 (jusqu'à 4 %). On relève également une teneur élevée en Ga_2O_3 (jusqu'à plusieurs centièmes de %).

Système orthorhombique; bipyramide orthorhombique, sym. $3L^23PC$. Gr. sp. $Pbnm$ (D_{2h}^{16}). $a_0 = 4,40$; $b_0 = 9,36$; $c_0 = 2,84$. **Structure cristalline** (voir fig. 202). Elle est caractérisée par l'assemblage compact hexagonal des ions O^{2-} ; les ions Al^{3+} sont situés dans les sites octaédriques, autrement dit entre six ions O. Chaque ion oxygène est lié à trois ions Al, c'est-à-dire que les coordinences de Al et O sont les mêmes que dans la structure du rutile (6 et 3). Les protons H^+ sont probablement disposés entre les paires d'ions oxygène (fig. 202): du fait de leurs dimensions insignifiantes ils n'ont pas besoin d'espace vacant pour se loger dans la structure. Ainsi, le réseau cristallin du diaspore est pratiquement constitué d'ions Al et O dont le rapport numérique est 1/2 (de même que dans le rutile).

Comme l'a montré N. Bélov, cette structure ressemble à celle du rutile. La différence est la suivante : dans le diaspore (et la gœthite) les colonnes d'empaquetage compact, orientées parallèlement à l'axe c , sont doubles et non simples comme dans le rutile. Cela explique

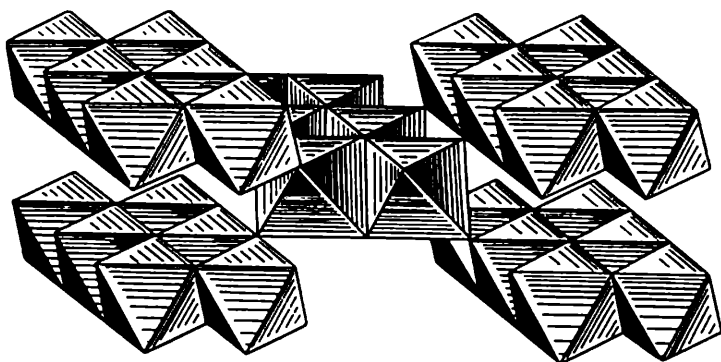


Fig. 202. Structure du diaspore représentée sous forme d'octaèdres de Pauling.

le faciès en lames des cristaux, le clivage et les macles en genou présentant un angle de 122° .

Aspect des cristaux. Les cristaux sont de faciès lamellaire, éventuellement tabulaire suivant $\{010\}$ (fig. 203), souvent s'allongeant

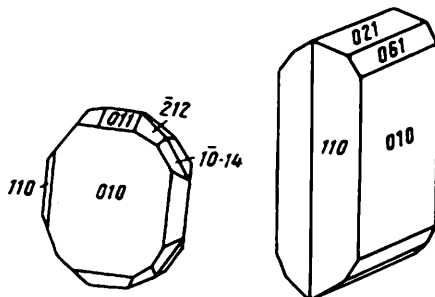


Fig. 203. Cristaux de diaspore. Dans le dessin de gauche, l'axe binaire est dirigé vers l'observateur.

en colonnes suivant l'axe c . On observe sur les faces des stries verticales. Se rencontre habituellement en agrégats lamellaires ou écaillés.

Couleur. Le diaspore peut être brun jaunâtre, blanc, violet clair, gris verdâtre. Éclat vitreux ; les surfaces de clivage ont un éclat nacré. **Trait** blanc. $N_g = 1,750$, $N_m = 1,722$ et $N_p = 1,702$.

Dureté 6-7. Très fragile. Clivage moyen suivant $\{010\}$. **P. sp.** 3,3-3,5. Se transforme en $Al_2O_3-\alpha$ (corindon) par chauffage.

Caractères distinctifs. Le diaspore est caractérisé par ses agrégats lamellaires, sa dureté élevée (ce qui le distingue de l'hydrargillite, des micas, etc.). On ne peut le confondre qu'avec des variétés de chloritoïde (silicate d'alumine ferro-alumineux) qui l'accompagnent parfois de même que le corindon dans les roches métamorphiques et dont il est presque impossible de le distinguer extérieurement. A la différence du chloritoïde, le diaspore ne se décompose pas dans H_2SO_4 et s'en distingue, de plus, par certaines propriétés optiques.

Ne fond pas au chalumeau. Insoluble dans les acides et dans KOH. Ne se décompose dans H_2SO_4 qu'après un grillage intensif. Porté à l'incandescence dans un tube à essais, se fragmente en petites écailles blanches.

Origine et gisements. Le diaspore s'observe quelquefois dans certains gîtes *pyrométasomatiques* et *hydrothermaux*, parmi des calcaires marmorisés, associé au corindon, à la muscovite, à l'hématite, au rutile, etc.

Il est répandu en masses importantes, sous forme d'agrégats écailloux, dans les gîtes *exogènes* de bauxite, en paragenèse avec l'hydrargillite, la bœhmite, etc.

On le rencontre souvent dans les roches *métamorphiques* associé au corindon, au chloritoïde et à d'autres minéraux (dans les gîtes d'émeri où il résulte probablement du métamorphisme des bauxites), parfois en tant que minéral essentiel dans les schistes cristallins, accompagné de disthène et d'autres minéraux.

En U.R.S.S., on le trouve associé au corindon et à des silicates d'alumine dans les gîtes d'émeri de l'Oural : Kossoï Brod (région de Sverdlovsk) dans des calcaires marmorisés, le long de la rivière Borzovka (district de Kychtym), dans les gîtes d'Aktach (Ouzbékistan) en association avec la dumortiérite, la pyrophyllite, le corindon, etc.

Il est répandu en grandes lamelles et en cristaux dans les gisements d'émeri de Chester (Etat du Massachusetts, U.S.A.) et dans l'île de Naxos (Grèce).

En ce qui concerne les applications des bauxites, voir plus haut (hydrargillite).

GOËTHITE — $HFeO_2$ et LIMONITE — $HFeO_2 \cdot aq^1$.

La goëthite est dédiée à Gœthe (1749-1832). Premièrement, ce minéral fut appelé « onégite » (il a en effet été découvert sur une île du lac Onéga), mais du fait que ses propriétés n'ont pas été décrites, cette dénomination ne s'est pas maintenue dans la littérature minéralogique.

Le terme de limonite vient du mot grec « lemon » — pré (on avait en vue des minerais limoniteux à hydroxydes de fer des marais et des prairies demi-tourbeuses).

¹ Ou $HFeO_2 \times H_2O$. (N.d.T.).

Composition chimique. Fe_2O_3 89,9 %, H_2O 10,1 %. La teneur en eau est souvent plus élevée que ne le laisse prévoir la formule : jusqu'à 12-14% (limonite). C'est pourquoi on distinguait jadis plusieurs espèces minérales définies par leur teneur en eau et par quelques propriétés physiques. Les études radiocristallographiques ont permis d'établir qu'il n'existe en réalité qu'un seul composé tel que le rapport $\text{Fe}_2\text{O}_3 : \text{H}_2\text{O} = 1 : 1$, et possédant une structure cristalline bien définie. Toutes les variétés d'hydroxydes de fer plus riches en eau sont des hydrogels et contiennent de l'eau adsorbée en quantité variable (suivant leur degré de déshydratation).

Les études thermiques et radiocristallographiques ont permis d'établir que l'espèce dite *tourite* est en réalité un mélange de goëthite et d'hydrohématite et ne constitue pas un minéral distinct.

Les accumulations d'hydroxydes de fer naturels sont généralement des mélanges de goëthite, de limonite, d'hydrates de silice et d'argile. Ces mélanges sont habituellement appelés *hématites brunes*.

Système orthorhombique ; bipyramide orthorhombique. Gr. sp. *Pbnm*. $a_0 = 4,64$; $b_0 = 10,0$; $c_0 = 3,03$. **Structure cristalline** analogue à celle du diaspre. **Aspect des cristaux et état d'aggrégation.** Les cristaux se rencontrent rarement. Ils sont en aiguilles ou colonnaires (fig. 204). On trouve des associations analogues aux macles en genou suivant {011} du rutile. Se rencontre sous des formes diverses : habituellement en concrétions, réniformes ou stalactiques (voir fig. 45) présentant en cassure une structure fibreuse radiale ou plane (« minerai de fer aciculaire ») ou bien en masses compactes, poreuses, cavernueuses, scoriacées et pulvérulentes. Les pseudomorphoses de cristaux de pyrite ou d'autres sulfures de fer sont fréquentes. On la trouve également en oolithes, en pisolithes, en globules ainsi que dans les cavités géodiques.

Couleur. La couleur de la limonite et de la goëthite varie du brun sombre au noir. La limonite pulvérulente ou ocreuse, qui se forme souvent par altération physique de la limonite compacte noire et de silicates de fer, est d'un jaune-brun clair. Comme l'ont montré les études chimiques et radiocristallographiques comparées, cette variété ocreuse ne se distingue presque pas de la limonite compacte. **Trait.** Celui de la goëthite est brun à reflet rougeâtre ; celui de la limonite est le plus souvent brun clair ou jaune-brun. **Eclat** d'adamantin à submétallique pour la goëthite. Les masses réniformes et stalactiques de limonites présentent souvent en surface des fines croûtes brillantes de goëthite d'un noir de poix. $Nm = 2,35-2,39$.

Dureté. Goëthite : 4,5 à 5,5. Limonite : 4 à 1 (suivant son état physique). **Clivage** parfait suivant {010} pour la goëthite. **P. sp.** Goëthite : 4,0 à 4,4 ; limonite : varie de 3,3 à 4,0.

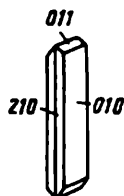


Fig. 204. Cristal de goëthite.

Caractères distinctifs. La goëthite et la limonite se reconnaissent assez facilement aux rubanements colloformes, à leur trait brun ainsi qu'aux enduits brun-jaune, ocreux.

Ne fondent pas au chalumeau; deviennent fortement magnétiques sous l'effet d'un chauffage prolongé. En tube de verre dégagent de l'eau, rougissent et se transforment en Fe_2O_3 anhydre. Se dissolvent lentement dans HCl .

Origine et gisements. La goëthite sous forme de petits cristaux aciculaires ou columnaires s'observe très rarement en tant que minéral *endogène*: dans les poches des mélaphyres et les cavités géodiques tapissées d'améthyste de Volk-Ostrov (île du lac Onéga); quelquefois comme minéral de basse température dans les poches des gîtes hydrothermaux, par exemple à Příbram (Tchécoslovaquie) où elle est associée à la pyrite et à la blende inaltérées, de formation antérieure.

Cependant, la goëthite et la limonite ont le plus fréquemment une origine *exogène* et se présentent presque exclusivement en masses colloformes ou métacolloïdales. Ces formations résultent principalement de l'hydrolyse de sels provenant de l'oxydation et de la décomposition de minéraux ferrifères: sulfures, carbonates, silicates et autres composés de fer bivalent. La formation d'hydroxydes de fer en surface s'observe pratiquement partout et sous les formes les plus diverses.

Les hématites brunes se forment en quantités importantes dans la zone d'oxydation des gîtes de sulfures. Ce sont les *chapeaux de fer* se présentant en masses terreuses, grumeleuses ou compactes, constituées surtout de limonite, de goëthite, éventuellement de lépidocrocite, etc.

Des accumulations d'hydroxydes de fer importantes se rencontrent dans les gisements sédimentaires d'hématite brune d'âge récent (tertiaire), déposés dans les bassins lacustres ou marins. L'accumulation des hydroxydes de fer dans la zone littorale de ces bassins, de même que celle des autres hydroxydes, est probablement conditionnée par la floculation des solutions colloïdales apportées par les eaux superficielles. Cette floculation se produit dans l'eau de mer sous l'action des électrolytes. Dans les eaux douces des lacs, elle est probablement due à l'activité vitale des ferrobactéries. Signalons, en outre, que dans de nombreux gisements sédimentaires les hydroxydes de fer se sont aussi formés par oxydation des faciès carbonatés et silicatés des minerais de fer se trouvant dans la zone d'oxydation.

Ainsi, la limonite et la goëthite se forment presque exclusivement en surface, dans la zone d'accès libre de l'oxygène et de l'eau.

Sous l'action du métamorphisme régional les hydrates de fer perdent leur eau et se transforment en oxydes anhydres (hématite et magnétite).

En U.R.S.S., les gisements d'hématites brunes sont très importants et nombreux.

Importance pratique. Les hématites brunes constituent avec l'oligiste et la magnétite la matière première essentielle à partir de laquelle la fonte et les aciers sont élaborés dans les hauts fourneaux. Au cours de leur chauffage, ces minerais se déshydratent et forment alors des masses très finement poreuses. La vitesse de réduction dépend surtout de la surface spécifique de la masse traitée. Il en résulte que les minerais à hématite brune sont plus économiques que ceux à oligiste et à magnétite et c'est pourquoi leur teneur limite d'exploitabilité n'est que de 35 à 40 % (au lieu de 50 à 60 % pour les minerais compacts à oligiste ou à hématite).

MANGANITE (acerdèse) — $Mn^{II}Mn^{III}O_2[OH]_2$ ou $MnO_2 \cdot Mn[OH]_2$. La présence du manganèse bi-et tétravalent (et non pas trivalent) a été établie par l'étude de l'anisotropie magnétique des ions.

Composition chimique. MnO 40,4 %, MnO_2 49,4 %, H_2O 10,2 %. Contient: SiO_2 (quelques unités de %), Fe_2O_3 (jusqu'à 1 %) et, en faibles quantités, Al_2O_3 , CaO , etc. La teneur en H_2O des masses cryptocristallines et oolithiques de manganite est supérieure à celle que la formule laisse prévoir. L'eau en excès est retenue par adsorption, comme le montrent les courbes de déshydratation.

Système monoclinique; prisme. Gr. sp. $B2_1/d(C_{2h})$. $a_0 = 8,86$; $b_0 = 5,24$; $c_0 = 5,70$, $\beta = 90^\circ$. **Structure cristalline** très différente de celle de la goëthite. N'a pas fait l'objet d'une étude complète. **Aspect des cristaux.** Les cristaux sont de faciès prismatique (fig. 205), bacillaires suivant l'axe c . Les faces $\{110\}$ sont fortement striées verticalement. **Etat d'agrégation.** Dans les poches des gîtes hydrothermaux se rencontrent des groupements drusiques de cristaux se présentant en prismes allongés. Les agrégats microcristallins sont très répandus dans les roches sédimentaires. S'observe également en oolithes et en masses concrétionnées.

Couleur noire. Trait brun. Eclat submétallique. $Ng = 2,53$, $Nm = 2,24$ et $Np = 2,24$.

Dureté 3 à 4. Fragile. Clivage parfait suivant $\{010\}$. P. sp. 4,2 à 4,33.

Caractères distinctifs. Les cristaux sont aisément reconnaissables à leur faciès bacillaire, aux faces striées caractéristiques du prisme et à leur rayure brune. Les variétés aux rubanements colloformes, riches en eau, sont caractérisées par une coloration brune du minéral lui-même et du trait. L'étude aux rayons X est nécessaire pour son identification exacte.

Ne fond pas au chalumeau. En tube fermé dégage de l'eau en abondance. Les perles de borax et de phosphate ammoniaco-sodique

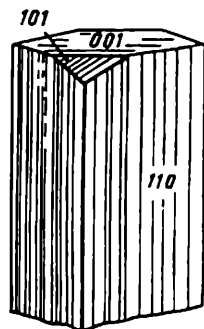


Fig. 205. Cristal de manganite.

deviennent violettes dans la flamme oxydante (présence de manganèse). Soluble dans HCl concentré avec dégagement de chlore.

Origine et gisements. D'une manière générale la manganite se forme en milieu pauvre en oxygène. On l'observe en groupements drusques, associée à la barytine et à la calcite, dans certains gîtes hydrothermaux, en tant que minéral élaboré en achèvement de formation.

Elle se rencontre en quantités importantes dans les gîtes *sédimentaires* sous forme d'oolithes ou de masses compactes. Là elle occupe une place intermédiaire entre les faciès à psilomélane et pyrolusite (composés de manganèse tétravalent) et les zones plus éloignées de la ligne du rivage, à minerais carbonatés (composés de manganèse bivalent).

On la trouve quelquefois dans les argiles, sous forme de rognons présentant une structure en fibres rayonnantes.

Elle est instable dans la zone d'oxydation, s'y transformant en MnO_2 presque anhydre cryptocristallin, c'est-à-dire que tout le manganèse s'oxyde et passe à l'état tétravalent. C'est pourquoi la manganite est relativement rare dans les chapeaux de manganèse.

La manganite se rencontre en quantités notables dans le gisement de *Tchiatoura* sous forme de minerais oolithiques de teinte brune. Elle est également très répandue en concrétions sphériques dans le gisement de *Nikopol* (Ukraine).

Citons enfin le gîte hydrothermal d'*Ilfeld* dans le Hartz et celui d'*Ilmenau* en Thuringe (Allemagne), où l'on trouve des cristaux de manganite atteignant des dimensions notables.

Importance pratique. De même que les minerais à pyrolusite et psilomélane, c'est une matière première importante employée pour la préparation du ferro-manganèse et d'autres alliages au fer (spiegel, silico-spiegel) que l'on utilise pour la fabrication des aciers spéciaux.

4. Groupe du psilomélane

Ce groupe comprend divers hydroxydes de manganèse de composition complexe et variable que l'on observe en formations cryptocristallines et rubanées (colloformes). On les rangeait jadis parmi les corps amorphes. Cependant, les études radiocristallographiques ont montré que nombre de ces composés sont de nature cristalline et que leur structure est non seulement sans rapport avec celle des oxydes et hydroxydes examinés jusqu'à présent, mais, selon les travaux en cours de V. Mikhéev, est également susceptible de varier suivant l'espèce de cations entrant dans leur composition.

La constitution chimique d'un grand nombre de ces hydroxydes n'est pas encore établie. Ce sont des hydrates complexes. Le plus simple est le « monohydrate » de bioxyde de manganèse $MnO_2 \cdot H_2O$ qui, selon V. Vernadski, dérive de l'acide métamanganique naturel H_2MnO_3 , que l'on obtient facilement en laboratoire sous la forme

d'un gel brun chocolat. En plus des oxydes de manganèse MnO_2 et MnO , les oxydes suivants entrent dans la constitution des composés plus complexes : K_2O , BaO , CaO , parfois PbO , ZnO , CoO , NiO , CuO , rarement Li_2O , WO_3 , P_2O_5 , As_2O_5 , etc. On connaît également des mélanges colloïdaux d'hydroxydes de manganèse avec des hydroxydes de SiO_2 , Fe_2O_3 , Al_2O_3 et de substances organiques. Ces composés, suivant les oxydes métalliques qu'ils contiennent, ont reçu des noms spéciaux.

Sur le terrain on donne à toutes ces espèces minérales le nom général de « psilomélane ». Seuls le diagramme de Debye et Scherrer et l'analyse chimique permettent de les identifier. Les diagrammes thermiques ne donnent, malheureusement, presque aucun résultat utilisable pour la détermination de ces minéraux.

Les variétés tendres et pulvérulentes de psilomélane, de couleur brune ou noire, étaient jadis appelées « wad ». Actuellement, ce terme a perdu de son sens. L'étude détaillée par analyse chimique et par la méthode de Debye et Scherrer a en effet montré que les minéraux les plus variés peuvent se cacher sous ce terme : espèces minérales du groupe du psilomélane, manganite, vernadite, etc.

PSILOMÉLANE — $mMnO \cdot MnO_2 \cdot nH_2O$. La formule exacte n'a pas encore été déterminée. Du grec « psilos » — uni et « melas » — noir (masse d'aspect vitreux, noire). Certains auteurs américains proposent de désigner par ce terme une variété à forte teneur en baryum que d'autres appellent romanéchite. L'explication en est la suivante : les premiers échantillons appelés psilomélane, comme on l'a établi ultérieurement, se sont révélés riches en baryum. Cependant, la variété la plus répandue du groupe du psilomélane est précisément pauvre en baryum.

Composition chimique variable. Le rapport $MnO : MnO_2$ varie dans des proportions assez grandes, en fonction des degrés d'oxydation de l'oxyde manganoux. La teneur en MnO_2 est habituellement de 60-80%, celle en MnO est généralement peu élevée (8-25%) et en H_2O 4-6 % (la majeure partie est éliminée à plus de 110°). Contient en petites quantités BaO (quelques %), parfois des bases, CaO , CoO , MgO , ZnO , ainsi que SiO_2 , Fe_2O_3 , Al_2O_3 en tant qu'impuretés. On note quelquefois la présence de WO_3 (jusqu'à 1, et parfois jusqu'à 5-8 %) : *tungomélane*.

Système orthorhombique (?). S'observe généralement en concrétions à structure en zones concentriques ou en agrégats microcristallins. Les enduits dendritiques sont fréquents (voir fig. 47).

Couleur. Le psilomélane est noir, parfois noir brunâtre. **Trait** généralement noir. **Eclat** submétallique ; les variétés terreuses sont mates.

Dureté 4-6 (variétés compactes), varie avec la teneur en eau et l'état physique. Fragile. **P. sp.** 4,4 à 4,7.

Caractères distinctifs. L'appartenance au groupe du psilomélane peut être établie par la forme concrétionnée des agrégats, le trait

noir et la réaction du manganèse. Une détermination exacte ne peut être faite que par l'analyse chimique.

Ne fond pas au chalumeau. La dissolution dans l'acide chlorhydrique s'accompagne d'un dégagement de chlore. En tube fermé dégage de l'eau et de l'oxygène. Les perles au borax et au phosphate ammoniaco-sodique deviennent violettes dans la flamme oxydante.

Origine et gisements. De même que les autres minéraux de son groupe, le psilomélane se forme surtout dans des conditions exogènes : dans les *zones d'oxydation* des gisements de manganèse et dans les *gîtes sédimentaires*. Se rencontre également en qualité de constituant accessoire dans les minerais de manganèse d'origine *hydrothermale*.

Il se forme dans les zones d'oxydation à partir de minéraux tels que la braunite, la hausmannite, parfois des silicates et des carbonates de manganèse (en même temps que la vernadite) et de manière indépendante par coagulation des hydroxydes de manganèse, se présentant alors en concrétions stalactiques dans les cavités souterraines et en masses compactes.

Dans les gîtes sédimentaires de manganèse, le psilomélane se rencontre sous forme de couches intercalaires de minerais compacts ou d'oolithes et de concrétions sphériques à structure en zones concentriques.

Au cours de l'altération superficielle le psilomélane s'oxyde et se déshydrate, donnant naissance à la pyrolusite. Cette dernière apparaît surtout à la surface des cavités et des pores, le plus souvent sous forme de masse noire ayant l'aspect de la suie. Les plus grands gisements sédimentaires de manganèse, où l'on rencontre le psilomélane, sont ceux de *Tchiatoura* (Transcaucasie) et de *Nikopol* (Ukraine).

Importance pratique. Avec la pyrolusite et d'autres oxydes de manganèse c'est le principal minerai de manganèse, utilisé par la métallurgie et l'industrie pour obtenir des alliages (ferro-manganèse) ou comme fondant.

SELS OXYGÉNÉS (OXYSELS)

Remarques générales. Dans cette dernière division de minéraux inorganiques, nous examinerons des composés complexes qui sont, du point de vue chimique, des sels de différents acides oxygénés.

C'est la division la plus importante par le nombre de minéraux qu'elle comprend : presque les deux tiers des minéraux connus. Cela montre l'importance de ces composés en minéralogie.

Les silicates prédominent largement. Les sulfates et les phosphates sont également très nombreux. Tous sont évidemment répandus dans l'écorce terrestre à l'état solide seulement et sont les produits de réactions chimiques se déroulant dans des conditions géologiques les plus diverses.

Nous ne nous arrêterons pas sur les détails des caractères chimiques des sels oxygénés en général. Ils sont examinés d'une façon exhaustive dans les cours de chimie. Les sels naturels n'en diffèrent pas de manière fondamentale.

Rappelons seulement que parmi les sels on distingue avant tout les sels *anhydres* et les sels *hydratés* (c'est-à-dire ceux comportant des molécules H_2O dans leur composition). Parmi les uns et les autres il est également important de distinguer :

1. Les sels *acides* (par exemple, $NaHCO_3$ — carbonate acide de sodium, appelé nahcolite), c'est-à-dire les sels dans lesquels un cation métallique est remplacé par un proton H^+ . Les sels acides naturels sont relativement rares.

2. Les sels *neutres* sont plus répandus dans la nature. Exemples : $CaCO_3$, calcite ; $CaSO_4 \cdot 2H_2O$, gypse.

3. Les sels *basiques*, c'est-à-dire que des ions d'hydroxyle $[OH]^-$ entrent dans leur composition et neutralisent la charge positive excédentaire des cations. Ces sels sont très fréquents dans la nature. Exemples : $Cu_2[CO_3][OH]_2$, la malachite et $Al_2[SO_4][OH]_4 \cdot 7H_2O$, l'alumine.

Dans les sels basiques, comme une série d'exemples l'ont montré, l'anion $[\text{OH}]^-$ peut être en partie ou en totalité remplacé par d'autres anions: le plus souvent par l'anion F^- de mêmes dimensions, parfois par O^{2-} et Cl^- (sans modification du motif général de la structure du composé). Nous appellerons tous ces sels, y compris ceux renfermant OH , *sels à anions complémentaires*.

En tant que composés distincts, les sels *doubles* et les sels plus complexes diffèrent des sels simples par le fait que les cations ou les anions, ou bien les deux ensemble, y figurent par des ions différents ne se substituant pas réciproquement d'une façon isomorphe, ou bien n'admettant que des remplacements partiels. Exemples: $\text{CaMg}[\text{CO}_3]_2$, dolomite; $\text{Na}_6\text{Mg}_2[\text{CO}_3]_4[\text{SO}_4]$, tychite, etc.

Dans les sels de *composition variable*, on se trouve en présence d'un isomorphisme isovalent et hétérovalent. Pour le dernier cas, un équilibre entre les charges positives et négatives s'établit toujours dans les composés. Exemples: $(\text{Mn}, \text{Fe})\text{CO}_3$, ferrododochrosite; $\text{Pb}[\text{MoO}_4, \text{WO}_4]$, chillagite; $\text{Ca}_5[\text{PO}_4, \text{SiO}_4, \text{SO}_4]_3 [\text{F}, \text{OH}]$, wilkéite, etc.

Caractères cristallochimiques des composés. L'un des caractères cristallochimiques des sels oxygénés est la présence dans leur structure des anions *complexes*: $[\text{NO}_3]^-$, $[\text{CO}_3]^{2-}$, $[\text{SO}_4]^{2-}$, $[\text{PO}_4]^{3-}$, etc. Les cations situés au centre de ces groupements ont de petites dimensions, sont fortement chargés (fig. 206) et sont liés par covalence aux ions oxygène.

Il est très important d'insister sur la solidité de la liaison entre les ions oxygène et le cation central dans ces groupements, solidité assurée par la valence dite électrostatique, c'est-à-dire par la valeur de la charge que le cation fournit à chacun des ions oxygène qui l'entourent. Ainsi, dans l'anion complexe $[\text{NO}_3]^-$, formé de N^{5+} et de trois ions l'enveloppant O^{2-} , chaque oxygène reçoit la part de charge 5 : 3, dans l'anion $[\text{CO}_3]^{2-}$ cette part est de 4 : 3, dans l'anion $[\text{SO}_4]^{2-}$, 6 : 4, dans l'anion $[\text{PO}_4]^{3-}$, 5 : 4, etc.

Comme on voit, ce rapport est partout supérieur à 1 (c'est-à-dire que plus de la moitié de la valence de l'oxygène est dépensée à sa liaison avec le cation central), il n'est égal à 1 que dans $[\text{BO}_3]^{3-}$ et $[\text{SiO}_4]^{4-}$. Cela signifie que les ions oxygène sont plus solidement liés aux petits cations situés à l'intérieur des anions complexes, qu'aux cations disposés dans les structures cristallines en marge des complexes anioniques. C'est en cela que les sels oxygénés se distinguent notablement des oxydes complexes, pour lesquels les valeurs de la valence électrostatique assurant la liaison entre les cations et les ions oxygène qui les entourent sont toujours inférieures à 1.

Ainsi, les complexes anioniques sont des groupements compacts rigidement liés en un ensemble unique et qui constituent des unités structurales *autonomes* dans les structures cristallines. Cette autonomie est soulignée par le fait que ces groupements ne se désa-

grègent pas même lors de la dissolution des sels. Ils diffèrent notablement des anions simples par leur forme et, à plus forte raison, par leurs dimensions. Les anions du type XO_4 sont de coordination tétraédrique et leur forme est proche de celle des corps isométriques.

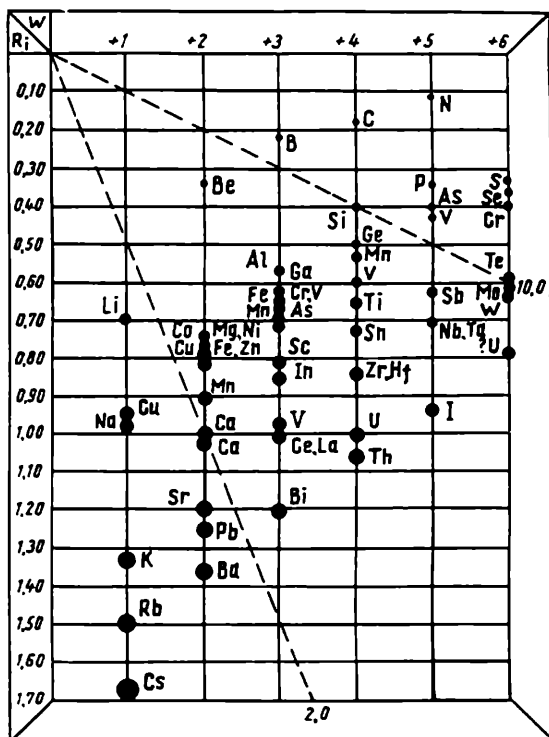


Fig. 206. Diagramme des principaux cations se rencontrant dans les composés naturels.

Les anions du type XO_3 sont en forme de triangle plan (CO_3 , BO_3), plus rarement de pyramide obtuse (AsO_3 , etc.): les ions oxygène sont disposés aux sommets du triangle et le cation assurant la liaison entre eux, au-dessus du centre de ce triangle.

Comme nous le verrons par la suite, outre les complexes anioniques aux formes simples, il existe des radicaux plus compliqués. Notons qu'ils appartiennent le plus souvent aux borates et aux silicates, c'est-à-dire aux sels d'acides les plus faibles.

Les sels des acides forts sont caractérisés par des structures cristallines à liaison typiquement ionique, de même qu'il en est des halogénures, avec la seule différence que les anions simples sont ici remplacés par les anions complexes. C'est pourquoi il n'est pas étonnant que nombre de leurs propriétés physiques rappelle beaucoup celles des minéraux du groupe des chlorures et des fluorures.

La liste des principaux complexes anioniques, à structure simple, entrant dans la composition des sels oxygénés naturels, figure dans le tableau 9 par ordre croissant de « vec »¹ ou de potentiels ioniques. Les dimensions des anions y sont également sous forme de « rayons » ioniques (d'après A. Fersman). Il est indispensable de noter qu'il ne saurait être question de rayons de complexes anioniques au sens strict de ce mot. Les valeurs figurant dans le tableau ont été calculées par A. Fersman de manière approximative. Cependant, elles permettent de fixer l'ordre de grandeur, ce qui est déjà utile dans le cas où l'on a besoin de se faire une idée générale des propriétés des minéraux, surtout s'il s'agit de la dureté, de la fusibilité, de la volatilité, de la solubilité relative, etc., propriétés dépendant de l'énergie réticulaire, et que l'on évalue en pratique à l'aide d'échelles très grossières.

Les valeurs figurant dans le tableau sont illustrées par le diagramme donné sur la figure 207. Afin de faciliter la comparaison, les anions simples univalents des halogénures et les anions simples bivalents entrant dans la composition des oxydes, sulfures, sélénures et tellures, ont été représentés par des petits cercles blancs.

Tableau 9

Complexes anioniques des principaux sels oxygénés naturels

Anions	« R_i »	VEC	Potentiel ionique	Forme de l'anion
[NO ₃] ⁻	2,57	0,19	0,39	Triangle
[CrO ₄] ²⁻	3,00	0,34	0,67	Tétraèdre
[SO ₄] ²⁻	2,95	0,34	0,68	»
[CO ₃] ²⁻	2,57	0,39	0,78	Triangle
[PO ₄] ³⁻	3,00	0,50	1,00	Tétraèdre
[AsO ₄] ³⁻	2,95	0,51	1,02	»
[BO ₃] ³⁻	2,68	0,56	1,12	Triangle
[SiO ₄] ⁴⁻	2,90	0,69	1,38	Tétraèdre

Les sels oxygénés sont, à quelques exceptions près, des composés typiquement ioniques. Il est donc évident que la stabilité des édifices cristallins dépendra pour une grande part du rapport entre les dimensions des cations et celles des anions considérés en tant qu'unités structurales. En ce qui concerne les sels oxygénés, il est impossible d'exprimer ces rapports par des valeurs numériques, car les dimensions des anions complexes ne peuvent être réduites à des rayons,

¹ « Vec » : grandeur introduite par A. Fersman, correspondant à la quantité d'énergie (EC = constante énergétique) fournie pour une liaison de valence. (N.d.T.).

leur configuration étant totalement différente de la forme sphérique attribuée conventionnellement aux ions simples.

Il est cependant indubitable que des anions isométriques complexes tels que $[\text{SO}_4]^{2-}$, $[\text{PO}_4]^{3-}$, $[\text{SiO}_4]^{4-}$, etc., sont de dimensions notablement plus grandes que les anions simples (O^{2-} , par exemple).

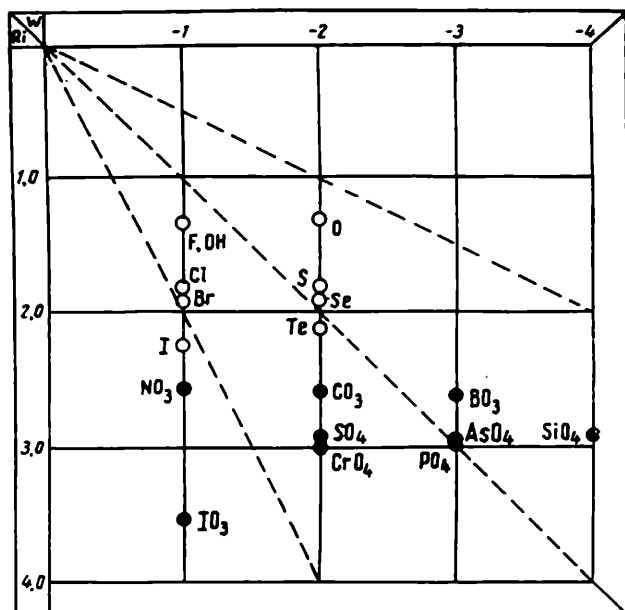


Fig. 207. Dimensions approximatifs des complexes anioniques (cercles noirs) comparées à celles des anions simples, se rencontrant dans les composés naturels.

Ainsi s'explique que seule la combinaison de ces anions aux cations de *grandes dimensions* donne des composés simples du type AX (où X représente le complexe anionique) possédant les structures cristallines *les plus stables*. Ces composés sont effectivement peu solubles, difficilement fusibles et peu volatils. Voici quelques exemples.

L'anion bivalent $[\text{SO}_4]^{2-}$ donne les composés du type AX (c'est-à-dire dont le rapport cation : anion est égal à 1 : 1) les plus stables suivants (sulfates) : BaSO_4 (barytine), PbSO_4 (anglésite), c'est-à-dire en se combinant aux *plus gros* cations bivalents (voir la colonne des cations bivalents sur la figure 206). On comprend ainsi pourquoi Ra^{2+} remplace quelquefois en mélange isomorphe Ba^{2+} dans la barytine (le rayon ionique de Ra^{2+} est légèrement plus grand que celui de Ba^{2+}). Il n'est pas étonnant que dans les zones d'oxydation des gîtes d'uranium, contenant des sulfures là où les eaux sulfatées sont actives, la concentration du radium soit, par rapport à celle de l'uranium, plus élevée que dans la zone des minerais primaires (dans ces

conditions les composés de l'uranium hexavalent sont beaucoup plus solubles que le sulfate de radium).

En ce qui concerne les cations bivalents de *faible rayon ionique*, ils ne peuvent donner que des *sulfates hydratés* dans les conditions naturelles, cristallisant à basse température et ceci au cours du stade final de la cristallisation des solutions. Le plus souvent les sels hydratés contiennent 2, 4, 6 et 7 molécules d' H_2O . Les études radiocristallographiques du composé $\text{NiSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ ont montré que le cation Ni^{2+} est entouré de six molécules d'eau électriquement neutres (c'est-à-dire ne neutralisant pas la charge du cation). De ce fait, le volume de tels cations hydratés se trouve en quelque sorte artificiellement augmenté, ce qui permet l'édification de structures cristallines avec la participation d'anions de la grosseur de $[\text{SO}_4]^{2-}$. Du point de vue cristalochimique, il serait plus exact d'écrire la formule de ce composé ainsi: $[\text{Ni}(\text{H}_2\text{O})_6]\text{SO}_4$. De tels composés possèdent une solubilité élevée ou très élevée et leur déshydratation facile entraîne une modification ou même une dissociation totale de leur structure cristalline.

Il est intéressant de remarquer que le cation Ca^{2+} de dimensions moyennes (fig. 206), peut donner dans certaines conditions le sulfate CaSO_4 (anhydrite) qui, en présence d'eau, se transforme en $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (gypse)¹, composé plus stable. Les études aux rayons X montrent que ce dernier possède une structure lamellaire dans laquelle les molécules H_2O sont disposées entre les lamelles d'ions Ca^{2+} et $[\text{SO}_4]^{2-}$. Cela confère au gypse un clivage parfait selon cette direction.

Avec l'anion trivalent $[\text{PO}_4]^{3-}$ nous retrouvons des éléments analogues à ceux que nous venons d'examiner à propos des sulfates. Les plus gros des cations trivalents (voir fig. 206), pouvant former avec cet ion des édifices cristallins stables, sont les terres rares (Ce...) et La. Un phosphate de terres rares très stable se rencontre effectivement très fréquemment dans la nature: (Ce, La...) PO_4 (monazite). Minéral chimiquement très stable, on le retrouve dans les gîtes alluvionnaires résultant de l'altération des roches. Le fait que les principales concentrations d'éléments de terres rares sont liées à ce minéral n'est pas fortuit. Le phosphate moins stable YPO_4 (xénotime) est plus rare. Les phosphates de petits cations trivalents (Al, Fe^{3+} , Mn^{3+}) se présentent à l'état naturel sous forme de sels hydratés.

Notons que l'anion $[\text{SiO}_4]^{4-}$ forme les composés les plus stables avec les gros cations tétravalents (Zr^{4+} , Th^{4+} souvent en partie remplacé en mélange isomorphe par l'uranium U^{4+}): zircon ZrSiO_4 et thorite (Th, U) SiO_4 .

La structure cristalline de la thorite et de ses variétés ne se dissocie que par désintégration radioactive. Le zircon, ne contenant pas

Avec moins de molécules H_2O que précédemment.

d'éléments radioactifs, est un minéral très stable: il est, en effet, très répandu sous forme de grains roulés dans les gîtes alluvionnaires et les formations sédimentaires d'âge très varié. Dans la croûte terrestre, le zirconium se trouve surtout sous forme de zircon. Il ne peut former d'autres minéraux que dans les magmas pauvres en silice et riches en alcalis.

Classification des sels oxygénés. On classe habituellement les sels d'après les radicaux acides, ou ce qui revient au même, d'après les complexes anioniques. On peut adopter l'ordre de disposition donné par les valeurs des « vec » ou celles des potentiels ioniques (tableau 9). L'étude des sels oxygénés faisant suite à celle des oxydes et en particulier des minéraux du groupe du quartz devrait commencer par les composés les plus proches de ces derniers du point de vue cristallogénique: les silicates et les borates, et se terminer par les iodates, c'est-à-dire qu'il conviendrait de suivre l'ordre décroissant des potentiels ioniques des anions. Cependant, dans le but de faciliter l'initiation, nous étudierons les minéraux de la présente division dans l'ordre inverse, nous conformant ainsi au principe « du simple au complexe » (les carbonates seront examinés avant les sulfates).

Nous distinguerons donc les classes suivantes parmi les sels oxygénés:

- | | |
|----------------|---|
| 1. Nitrates. | 5. Molybdates. |
| 2. Carbonates. | 6. Phosphates, arséniates et vanadates. |
| 3. Sulfates. | 7. Borates. |
| 4. Chromates. | 8. Silicates. |

Classe 1

NITRATES

Remarques générales. Dans la croûte terrestre l'azote existe exclusivement sous forme d'ions complexes: $[\text{NO}_3]^-$, $[\text{NH}_4]^+$. Il se trouve à l'état gazeux dans l'atmosphère.

Les nitrates, sels de l'acide fort HNO_3 (acide nitrique) très solubles, sont presque exclusivement répandus dans les formations actuelles de pays désertiques chauds. L'azote qu'ils contiennent est d'origine atmosphérique.

Les réactions d'oxydation de cet élément ont surtout un caractère organique, c'est-à-dire qu'elles sont liées aux processus bactériens des sols. Il est probable qu'elles ont pu également se produire sous l'effet des décharges de l'électricité atmosphérique (sur les hauts plateaux).

Les plus importants sont les nitrates des métaux alcalins K et Na. Les nitrates des métaux alcalino-terreux Mg, Ca et Ba sont moins

répandus. En climat aride, dans les zones d'oxydation des gîtes cuprifères on trouve quelquefois des nitrates de Cu de composition complexe. On connaît également des combinaisons de nitrates avec des hydrates et des sels d'autres acides.

NITRATINE — NaNO_3 . Synonyme: natronite.

Composition chimique. Na_2O 36,5 %, N_2O_5 63,5 %.

Système rhomboédrique; scalénoèdre ditrigonal, sym. $L^3_3L^2_33PC$.

Gr. sp. $R\bar{3}c(D^4_{31})$. $a_0 = 5,07$; $c_0 = 16,81$. De structure identique à celle de la calcite. Cristallise en rhomboèdres d'angle polaire très voisin de celui des rhomboèdres de calcite. Ressemble aussi à la calcite par nombre d'autres propriétés. Macles suivant $(01\bar{1}2)$ de même que suivant (0001) , $(02\bar{2}1)$, $(10\bar{1}1)$. S'observe habituellement en masses granulaires compactes, en croûtes ou en incrustations.

Couleur. Blanche, grise, brun rougeâtre, jaune citron.

Eclat vitreux. $Nm = 1,585$.

Dureté 1,5-2. Fragile. **Clivage** parfait suivant le rhomboèdre $\{10\bar{1}1\}$. P. sp. 2,24-2,29.

Caractères distinctifs. Examinée au chalumeau sur le charbon s'enflamme; fond aisément, en colorant la flamme en jaune (Na). Très soluble dans l'eau. Goût légèrement salé, rafraîchissant.

Origine. La nitratine se forme dans les régions au climat chaud et aride, dénuées de végétation, par décomposition biochimique (oxydation) des substances organiques contenant de l'azote (guano et autres déchets des animaux), ainsi que des algues microscopiques, des nitrobactéries, etc. Les rares précipitations atmosphériques entraînent la nitratine dans les dépressions où elle forme des croûtes et même des accumulations compactes.

En paragenèse avec la nitratine, on trouve le gypse, la mirabilite (sulfate de sodium hydraté), la halite, quelquefois des iodates et d'autres minéraux.

Des gisements de nitratine d'une exceptionnelle importance se trouvent sur les hautes plateaux du Chili au pied de la Cordillère des Andes. Cette région est depuis plusieurs millions d'années (à partir du Crétacé supérieur) un désert où règne un climat extrêmement aride et chaud (il pleut une fois tous les 4 à 6 ans).

En U.R.S.S., les gisements de nitrates (surtout de salpêtre) sont assez largement répandus sous forme d'efflorescences (solonchak potassique) sur les collines et dans les dépressions.

Importance pratique: 1) les nitrates sodiques potassiques sont les meilleurs des engrais minéraux; 2) on les emploie comme réducteurs énergiques en métallurgie pour le traitement des minerais de nickel; 3) pour la purification du verre; 4) dans l'industrie alimentaire, pour conserver le poisson, la viande, etc.; 5) pour la préparation de la poudre noire et de différents explosifs.

Au cours de ces dernières années, un procédé de synthèse catalytique des composés azotés (ammoniac et acide nitrique) à partir de l'azote atmosphérique a été mis au point. C'est pourquoi l'extraction de nitrates des différents pays a diminué brusquement. Cependant, les gisements de nitrates gardent leur utilité pour la satisfaction des besoins des industries locales.

NITRE — KNO_3 . Synonyme : salpêtre.

Système orthorhombique; bipyramide orthorhombique. Gr. sp. *Pnma*. $a_0 = 5,42$; $b_0 = 9,17$; $c_0 = 6,45$. Se rencontre sous forme de croûtes blanches friables et d'efflorescences analogues au nitrate sodique. $Nm = 1,505$. Dureté 2. Clivage parfait suivant $\{011\}$. P. sp. 1,99. Se comporte au chalumeau de manière analogue à la nitratine.

Le salpêtre est plus répandu que la nitratine. Il était jadis extrait en grandes quantités en Inde (les gisements sont épuisés). Il est très répandu sous forme de croûtes et d'efflorescences, le plus souvent dans les mêmes régions que la nitratine.

Classe 2

CARBONATES

Remarques générales. Cette classe comprend déjà un nombre important d'espèces minérales dont plusieurs sont très répandues à l'état naturel, en particulier CaCO_3 qui constitue de puissantes assises sédimentaires d'origine marine. Les carbonates accompagnent couramment les minéraux métallifères dans les gisements et dans maints cas présentent par eux-mêmes un intérêt industriel comme minerais de nombreux métaux utiles tels, par exemple, le manganèse (à l'état de rhodochrosite) et le fer (sous forme de sidérite).

L'anion $[\text{CO}_3]^{2-}$ peut donner des composés plus ou moins stables en se combinant aux cations des métaux bivalents de moyen et de grand rayon ionique. Ces métaux sont peu nombreux. Les plus importants sont Mg, Fe, Zn, Mn, Ca, Sr, Pb, Ba, ainsi que Cu, Zn, Pb, etc., accompagnés des anions complémentaires $[\text{OH}]^-$ et Cl^- .

De dimensions voisines de ces derniers, les cations monovalents (Na, K, NH_4) ne peuvent former des carbonates anhydres qu'à la condition d'être accompagnés du cation H^+ dans la structure cristalline, c'est-à-dire sous forme de sels acides. Les carbonates hydratés caractérisent également le cation Mg^{2+} qui, d'une manière générale, manifeste une tendance à l'hydratation en milieu aqueux.

Les carbonates des métaux trivalents se forment avec les terres rares qu'accompagne l'anion complémentaire F^- . Parmi les petits cations trivalents, seul Al^{3+} apparaît quelquefois dans les carbonates, mais il forme de sels doubles et de plus hydratés, en combinaison avec des métaux bivalents (Cu, Pb).

Il n'existe pas de carbonates de métaux tétra- et pentavalents. L'uranium hexavalent donne avec l'anion complémentaire O^{2-} le rare carbonate anhydre $UO_2(CO_3)$ (rutherfordite). Les autres carbonates d'uranium connus sont hydratés.

Signalons quelques propriétés physiques particulières aux carbonates. La dureté des carbonates anhydres n'est jamais élevée: de 3 à 5 généralement. Ils sont très solubles dans l'eau, en particulier les carbonates des métaux alcalins et les bicarbonates des éléments soit de rayon ionique relativement petit (par exemple Mg^{2+} , Co^{2+}), soit au contraire de très grand rayon ionique (par exemple Ba^{2+}). Le carbonate de Cu^{2+} se rencontre seulement à l'état de sels basiques, ce qui semble résulter de la structure du cation lui-même. Les colorations vertes et bleues intenses des carbonates de cuivre s'expliquent probablement de manière analogue. Parmi les propriétés optiques des carbonates, la plus caractéristique est la biréfringence très élevée ($N_g - N_p$), due à la forme plane de l'anion CO_3 .

Les minéraux de la présente classe doivent avant tout être divisés en carbonates *anhydres* et en carbonates *hydratés*. Les uns et les autres seront subdivisés en groupes suivant les types de composés chimiques isostructuraux. Les carbonates restants représentés par des espèces minérales isolées seront groupés suivant les cations.

CARBONATES ANHYDRES

1. Groupe de la calcite

Ce groupe comprend un grand nombre d'espèces minérales, représentant les carbonates des métaux bivalents suivants (par ordre de rayons ioniques croissants): Mg, Zn, Fe^{2+} , Mn^{2+} , Ca, Sr, Pb et Ba. Remarquons que les ions de rayon inférieur à celui de Ca forment d'importantes séries isomorphes de minéraux cristallisant dans le système rhomboédrique et que les ions de rayon supérieur à celui de Ca donnent des carbonates appartenant au système orthorhombique. Le carbonate de calcium lui-même est dimorphe, c'est-à-dire qu'il peut cristalliser dans les deux systèmes.

Carbonates cristallisant dans

le système rhomboédrique . . .	Mg	Zn	Fe^{2+}	Mn^{2+}	Ca
	0,74	0,83	0,80	0,91	1,04

le système orthorhombique	Ca	Sr	Pb	Ba
	1,04	1,20	1,26	1,38

La structure cristalline de la forme rhomboédrique de $CaCO_3$ est représentée sur les figures 208 et 209.

La structure orthorhombique à faces centrées de la calcite (fig. 209) peut être obtenue par compression suivant l'axe ternaire de la structure cubique de NaCl jusqu'à ce que les angles dièdres des faces

soient de $101^{\circ}55'$, les ions Ca occupant les sites de Na et les groupements $[\text{CO}_3]$, ceux de Cl. Ainsi, l'empaquetage des ions dans la calcite correspond à un assemblage compact *cubique*, quelque peu modifié.

La structure cristalline de l'aragonite, modification orthorhombique de CaCO_3 , ne se distingue de la structure de la calcite que par

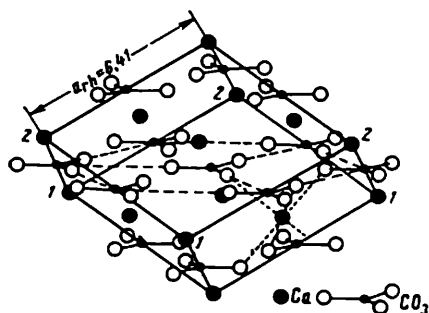


Fig. 208. Disposition des ions dans la maille du rhomboédre de clivage $\{10\bar{1}1\}$. Les deux sortes d'ions sont disposées comme dans les structures à faces centrées.

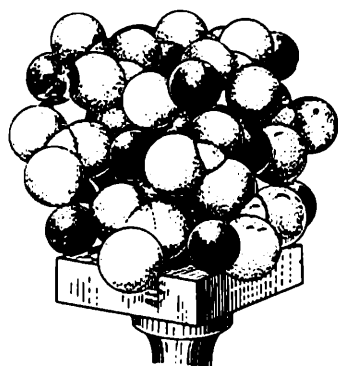


Fig. 209. Maquette de la structure cristalline de la calcite. Sphères noires : cations Ca^{2+} ; triangles clairs : anions CO_3 .

un arrangement des ions Ca^{2+} et $[\text{CO}_3]^{2-}$ suivant un assemblage compact *hexagonal* (fig. 210). C'est ce qui explique la symétrie pseudohexagonale propre aux cristaux maclés en triplets (les angles formés par les faces du prisme dans les monocristaux sont très peu différents de 60° et 120°). Dans les structures de la calcite et de l'aragonite, chaque ion $[\text{CO}_3]^{2-}$ est entouré de six ions calcium. A en juger par la différence de poids spécifique, la structure cristalline de l'aragonite est constituée par un empaquetage plus compact que celui de la calcite.

Un autre caractère des minéraux du groupe de la calcite est leur tendance à former des mélanges isomorphes et des sels doubles. Dans la série de la calcite, comme les rapports entre les dimensions des rayons ioniques des cations le laissent prévoir, Mg, Zn et Fe^{2+} se substituent mutuellement dans de larges proportions.

De même, les carbonates de Fe^{2+} et Mn^{2+} constituent une série isomorphe continue. Quant à Ca, du fait de la différence entre son rayon ionique et ceux des cations précédents (à l'exception de Mn^{2+}), il ne peut former avec eux que des sels doubles. Dans les structures cristallines, les ions calcium et magnésium (ou d'autres petits cations) suivent en alternant le long de l'axe ternaire. Cela entraîne un abaissement de la symétrie des sels doubles de la série de la calcite :

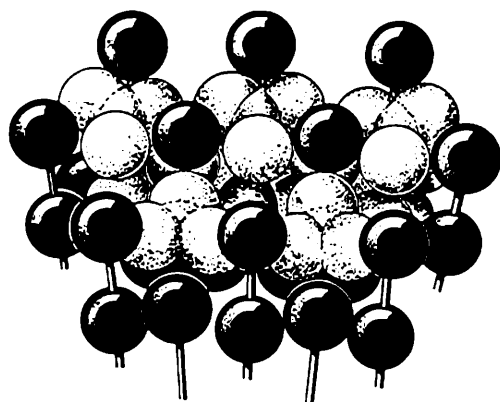


Fig. 210. Maquette de la structure cristalline de l'aragonite.



Fig. 211. Cristal scalénoédrique de calcite.

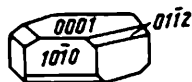


Fig. 212. Cristal tabulaire de calcite.



Fig. 213. Cristaux rhomboédriques de calcite.

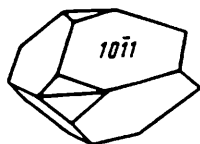


Fig. 214. Macle de calcite suivant (0001).

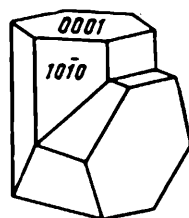


Fig. 215 Macle de calcite suivant (1011).

au lieu de la symétrie du scalénoèdre ditrigonal ($L^3_03L^2_3PC$) on a celle du rhomboèdre (L^3_0C), c'est-à-dire que les axes binaires, passant par l'ion C central et les ions oxygène qui lui sont liés, disparaissent.

CALCITE — CaCO_3 . Synonyme: spath calcaire. Les variétés dues à des corps isomorphes sont très nombreuses. Parmi les variétés présentant des caractères physiques particuliers, citons le *spath d'Islande*, forme transparente et incolore de la calcite (voir fig. 19).

Composition chimique. CaO 56 %, CO_2 44 %. Contient Mg, Fe, Mn (jusqu'à 8 %), plus rarement Zn (jusqu'à 2 %), Sr (strontianocalcite), etc.

Système rhomboédrique; scalénoèdre ditrigonal, sym. $L^3_0L^2_3PC$.
Gr. sp. $R\bar{3}c(D^4_{3d})$. $a_0 = 4,98$; $c_0 = 17,02$. **Structure cristalline** décrite plus haut en tant que structure typique du groupe. **Aspect des cristaux.** Les cristaux que l'on trouve seulement dans les cavités des roches sont de faciès très variable. Le plus souvent on rencontre des cristaux scalénoédriques (fig. 211), plus rarement tabulaires (fig. 212) ou lamellaires, prismatiques ou bacillaires, rhomboédriques et, en ce cas, plus souvent en rhomboèdres aigus qu'obtus (fig. 213). On connaît plusieurs centaines de formes cristallines simples. Les faces du prisme $\{10\bar{1}0\}$, des rhomboèdres $\{10\bar{1}1\}$ (rhomboèdre dit « de clivage »), $\{01\bar{1}2\}$, $\{02\bar{2}1\}$, $\{40\bar{4}1\}$, du scalénoèdre $\{2\bar{1}\bar{3}1\}$, du pinacoïde $\{0001\}$, etc., sont les plus fréquentes. Les hémotropies ont généralement lieu suivant le plan du pinacoïde (0001) (fig. 214) ou une face du rhomboèdre obtus ($01\bar{1}2$), par rapport à laquelle se forment souvent des macles polysynthétiques dans les marbres et les calcaires plissés (une telle macle peut être obtenue artificiellement en appuyant la pointe d'un couteau sur l'arête d'un fragment de calcite détaché par clivage). Plus rarement les cristaux sont maclés suivant une face du rhomboèdre de clivage ($10\bar{1}1$) (fig. 215), etc.

Etat d'agrégation. Comme nous l'avons dit, les groupements drusiques de cristaux de calcite se rencontrent avec d'autres minéraux dans les cavités des roches. On trouve assez souvent des agrégats composés de gros grains de calcite transparente ou semi-transparente. Chaque grain présente un clivage parfait d'une netteté frappante. La variété de calcite fibreuse, d'éclat soyeux, se présentant en filonnets (« spath satiné »), dont les fibres sont disposées perpendiculairement aux parois des fentes de la roche encaissante, est assez rare. Les masses concrétionnées de calcite que l'on rencontre sous forme de stalactites et de stalagmites dans les grottes calcaires sont bien connues. Les calcites granulaires homogènes, en masses compactes importantes, sont appelées *marbres*. Les variétés cryptocristallines de roches formées de calcite, souvent stratifiées et constituées de débris organiques, sont dénommées *calcaires*. Les calcaires ter-

reux, constitués par de minuscules tests de foraminifères, sont connus sous le nom de craie. On trouve également des calcaires oolithiques (dont l'aspect grenu rappelle les œufs de poisson) (voir fig. 44). On appelle « tufs calcaires » ou travertins les incrustations de carbonate de calcium apparaissant aux points d'émergence de sources minérales chaudes ou froides saturées en chaux (dans ce cas, la calcite se forme par recristallisation des floculats de CaCO_3 ou de l'aragonite). Quelquefois, le carbonate de chaux déposé par les sources chaudes constitue des formations compactes, semi-transparentes, finement veinées, présentant des dessins remarquables, appelées « onyx calcaire ».

Couleur. Le plus souvent incolore ou blanc laiteux, mais est parfois colorée par des impuretés en différentes nuances (généralement claires) du gris, du jaune, du rose, du rouge, du brun ou du noir. **Eclat vitreux.** $Nm = 1,658$ et $Np = 1,486$.

Dureté 3. Fragile. **Clivage** parfait suivant $\{10\bar{1}1\}$. **P. sp.** 2,6 à 2,8; celui des cristaux chimiquement purs est de 2,72 à 23°. **Autres propriétés.** La compression fait apparaître des macles et l'échantillon s'électrise. Les échantillons provenant de certains gisements présentent le phénomène de luminescence dont les causes ont été encore peu étudiées.

Caractères distinctifs. Les variétés se présentant en gros cristaux isolés sont aisément reconnaissables à leur clivage suivant le rhomboèdre, leur dureté relativement faible (est facilement rayée par la pointe d'un couteau ou d'une aiguille), et au violent dégagement de CO_2 au contact d'une goutte de HCl déposée sur l'échantillon ou sur sa poudre recueillie sur une lame porte-objet.

Examinée au chalumeau décrépite et dégage CO_2 , c'est-à-dire se dissocie en CaO et CO_2 . La chaux ainsi obtenue émet une vive lumière et colore la flamme en orange. Aisément soluble, même à froid, dans l'acide chlorhydrique dilué; on observe une effervescence (dégagement de CO_2).

Origine. La calcite est un des minéraux les plus communs de la croûte terrestre. Elle constitue parfois des massifs entiers (montagnes calcaires). Elle se forme au cours des processus géologiques les plus variés.

1. La calcite cristalline d'origine *hydrothermale* est très répandue. Elle se forme en grandes quantités par redépôt ou recristallisation des calcaires dans les gîtes pyrométasomatiques. Dans les pegmatites elle est élaborée en achèvement de formation, caractérisant le stade hydrothermal du processus. Remarquons qu'en règle générale, dans de nombreux gîtes métallifères, en particulier dans les filons de sulfures, la calcite apparaît (dans l'ordre de cristallisation) parmi les derniers minéraux.

Appartiennent à cette même catégorie les remplissages de calcite cristalline dans les vacuoles et les géodes des roches effusives et les dépôts d'aragonite et de calcite de certaines sources minérales,

dits « tufs calcaires » (du fait du violent dégagement de CO_2 , dû à l'abaissement brusque de la pression extérieure).

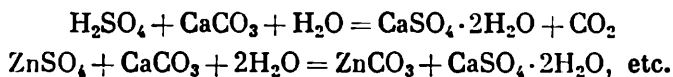
2. Les processus d'*altération superficielle* ne s'accompagnent pas d'importante formation de calcite. On l'observe toutefois assez souvent en tant que minéral de néoformation dans les fissures et les cavités des zones d'oxydation des gîtes minéraux et des roches. Elle se forme alors à partir des minéraux endogènes contenant de la chaux, qui se décomposent dans la croûte d'altération et du gaz carbonique de l'air. Remarquons qu'en général, au cours des processus d'altération des roches, des quantités de chaux très importantes passent en solution à l'état de bicarbonate. Ce dernier peut être entraîné très loin et même jusqu'à la mer par les eaux courantes si les conditions nécessaires à sa précipitation sous forme de carbonate CaCO_3 cristallin ou colloïdal ne sont pas réalisées au cours du trajet.

Les formations stalactiques des grottes calcaires sont le fait de la précipitation du carbonate de chaux à partir de solutions saturées s'infiltrant lentement dans les cavités souterraines. Ces solutions en tombant goutte à goutte du plafond des grottes perdent leur eau par évaporation, deviennent sursaturées et déposent des précipités colloïdaux ou finement dispersés sous forme de concrétions qui durcissent progressivement et cristallisent par déshydratation.

3. D'énormes quantités de CaCO_3 se forment par voie *sédimentaire*, surtout dans les bassins marins. Les vases calcaires, les débris d'algues et d'animaux à test calcaire s'accumulent tout d'abord. Plus tard, toutes ces substances se transforment en calcaire. Les calcaires oolithiques se forment probablement par coagulation des solutions colloïdales de carbonate de chaux autour des grains de sable et des bulles de gaz en suspension dans les eaux agitées. On observe actuellement la formation d'oolithes dans les zones côtières peu profondes des mers tropicales et subtropicales. Ces oolithes sont constitués au début d'aragonite qui se transforme ultérieurement en calcite.

Quelle que soit son origine, la calcite est un minéral relativement peu stable au sein du manteau de débris superficiel. Très soluble dans les acides, elle passe en solution dans les horizons éluviaux, en particulier dans les zones d'oxydation des gîtes de sulfures métalliques.

Le remplacement de la calcite par d'autres minéraux (gypse, dolomite, smithsonite, malachite, etc.) résulte souvent de réactions de double décomposition :



A la surface des calcaires, dans la zone des eaux souterraines saturées en chaux, on observe souvent des dépôts colloïdaux d'hydroxydes de fer, de silice, etc., qui se substituent éventuellement aux calcaires eux-mêmes.

En Union Soviétique, on trouve de gros cristaux de calcite transparente (spath d'Islande) dans les gîtes de la rivière *Nijniaïa Tounghouska*, correspondant à des roches effusives (trapps, mandelsteins); là, la calcite se présente en filons et en nids, les cristaux isolés y atteignant des dimensions gigantesques. Les petits gisements de spath d'Islande sont très nombreux en *Asie centrale* dans les régions Zéravchano-Guissarski, Pskem-Ougamski, etc.

Ailleurs, les plus connus sont les très importants gisements de l'*Islande*, dans les roches effusives.

La craie est une roche fort répandue dans les dépôts carbonatés du Crétacé de la plate-forme Russe et d'autres régions de l'Union Soviétique. Elle est extraite à grande échelle surtout pour ses emplois dans l'industrie chimique et pour la fabrication du ciment dans la région de *Bélgorod*, près de *Slaviansk*, de *Kramatorsk* (Donbass) et en d'autres endroits.

Les marbres présentant de belles couleurs sont exploités comme pierre de revêtement dans l'Oural (régions d'*Oufaléï*, de *Zlatooust*, etc.), en *R.S.S.A. de Carélie*, en *Transbaïkalie*, en *Crimée*, etc. Des gisements de l'onix calcaire de teintes jaunâtres et verdâtres sont situés en Transcaucasie (R.S.S. de Géorgie et d'Arménie).

Dans les autres pays, citons les célèbres marbres de *Carrare*, sur la côte orientale du golfe de Gênes (Italie) et de *Grèce*. Les marbres provenant de ces carrières ont servi de matériau aux magnifiques sculptures antiques.

Importance pratique. Les utilisations de la calcite, en particulier sous forme de roche, sont très variées.

1. Le spath d'Islande, possédant une biréfringence élevée, est utilisé pour la fabrication de différents appareils d'optique polarisants, surtout de nicols pour les microscopes, les polarimètres, le colorimètre, etc.; pour convenir à cet usage les cristaux ou leurs fragments doivent être parfaitement transparents, incolores, non maclés, non fendillés et mesurer au moins 1,5 à 2 cm.

2. Le spath satiné fibreux et l'onix calcaire sont recherchés pour la joaillerie et la confection d'objets d'ornement.

3. Suivant leur composition ou leurs propriétés physico-mécaniques, les calcaires sont employés: a) dans l'industrie chimique (calcaires purs) pour la préparation de la chaux nécessaire à l'agriculture, la fabrication du sucre, du bicarbonate de sodium, de la soude caustique, du chlorure de chaux, etc. L'anhydride carbonique dégagé lors de la calcination est récupéré, ce qui permet de préparer le CO_2 liquide et la carbo-glace en même temps que les produits précédents. b) En métallurgie (calcaires pauvres en phosphore et en soufre), comme fondants dans les hauts fourneaux. c) Pour la fabrication de divers ciments (ciment de Portland, ciment romain, de la chaux éteinte), etc. d) En imprimerie, où l'on emploie les pierres dites lithographiques, c'est-à-dire des calcaires compacts cryptocristallins à cassure conchoïdale que l'on peut débiter en dalles peu épaisses.

4. Les marbres sont employés après polissage comme matériau de construction pour le revêtement intérieur des bâtiments, en sculpture et en électricité (tableaux de distribution, etc.).

5. La craie est utilisée pour écrire, comme colorant, comme poudre à polir, pour la fabrication de ciment, de vernis, en parfumerie (poudre dentifrice), dans l'industrie de caoutchouc (matériel de bourrage), etc.

ARAGONITE — CaCO_3 . Ce minéral doit son nom à la province d'Aragon (Espagne), région où il a été découvert.

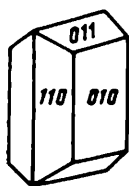


Fig. 216. Cristaux prismatique et aciculaire d'aragonite.

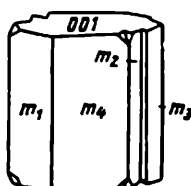


Fig. 217. Aragonite. Macle par pénétration suivant $\{110\}$ groupant trois individus.

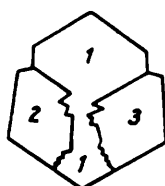


Fig. 218. Limites d'interpénétration des individus en section transversale.

Composition chimique. Identique à celle de la calcite: CaO 56,0 %, CO_2 44,0 %. Contient souvent: Sr (jusqu'à 5,6 %), Mg , Fe et Zn .

Système orthorhombique; bipyramide orthorhombique, sym. $3L^23PC$. Gr. sp. $Pmcn(D_{2h}^{16})$. $a_0 = 4,94$; $b_0 = 7,94$; $c_0 = 5,72$.

Structure cristalline. Voir plus haut. **Aspect des cristaux** prismatique, souvent pseudo-hexagonal, aciculaire. Les extrémités des cristaux rappellent souvent la forme d'un burin (fig. 216). Formes principales: prisme $\{110\}$, pinacoïdes $\{010\}$ et $\{001\}$. Ce dernier est parfois strié parallèlement à l'axe a . On rencontre souvent les formes suivantes: prisme $\{011\}$ qui donne aux extrémités des cristaux s'aiguissant en burin, bipyramide $\{111\}$; dans certains cas, on a des bipyramides très aiguës combinées à des prismes, d'où des cristaux en fer de lance (fig. 216). Les macles suivant $\{110\}$ sont fréquentes. On rencontre souvent des macles groupant trois cristaux de faciès pseudo-hexagonal (fig. 217 et 218), quatre cristaux et même des macles polysynthétiques très complexes. De plus, les faces des prismes forment habituellement entre elles des angles rentrants ayant l'aspect de cannelures. Les cristaux non maclés sont rares. **Etat d'agrégation.** Les groupements de cristaux en bâtonnet (fig. 219), à gerbes rayonnantes et en étoile sont fréquents. S'observe également en croûtes cristallines, en masses concrétionnées, globulaires et oolithiques.

On rencontre parfois des agrégats dits « floss-ferri » (fleur de fer) se présentant sous forme de « tiges » blanches entrelacées et dendriti-

ques. Enfin, la matière nacréee que l'on trouve à l'intérieur de la coquille de nombreux mollusques est constituée de fines lamelles d'aragonite parallèles à la surface extérieure. Comme l'on sait, les perles fines se forment à partir de grains de sable ou de corps étrangers qui, en pénétrant dans la coquille, s'entourent d'aragonite mêlée de substances organiques.

Couleur. L'aragonite est blanche, blanc jaunâtre, parfois vert clair, violette ou grise. Les cristaux isolés sont souvent transparents et incolores. Eclat vitreux, gras en cassure. Dans les rayons cathodiques s'illumine faiblement en violet pâle ou quelquefois en orange. $N_g = 1,686$, $N_m = 1,681$ et $N_p = 1,530$.

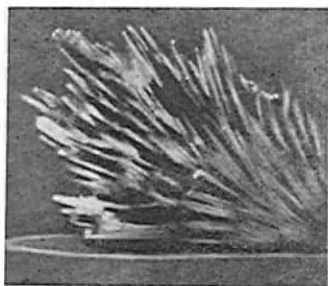


Fig. 219. Agrégat de cristaux d'aragonite groupés en gerbes rayonnantes.

Dureté 3,5-4. Fragile. Clivage net suivant {010}, à peine marqué suivant {110} et {011}. Cassure souvent conchoïdale. $P. sp.$ 2,9-3,0 (plus élevé que celui de la calcite, ce qui est un signe d'un empaiquetage des atomes plus compact). **Autres propriétés.** L'aragonite est instable à la température ordinaire; en présence d'un solvant elle se transforme lentement en calcite, c'est pourquoi on ne la rencontre pas dans les dépôts très anciens. A 400° la transformation est rapide. Il est à remarquer

que les variétés d'aragonite n'ayant pas subi de transformation polymorphique en calcite contiennent des ions strontium de dimension plus grande (jusqu'à quelques %), ce qui, d'après N. Bélov, augmente la stabilité de ces modifications. Plus soluble dans l'eau que la calcite.

Caractères distinctifs. L'aragonite ressemble beaucoup à la calcite par sa couleur et son comportement dans HCl. Elle s'en distingue par l'absence de clivage suivant le rhomboèdre, l'aspect des cristaux qui présentent des cannelures caractéristiques, parfois fines, sur les faces du prisme, et par sa dureté plus élevée. Les zéolites (silicates hydratés de Na, Ca, etc.) de faciès très proche ne dégagent pas de CO_2 dans l'acide chlorhydrique. La withérite et la strontianite sont plus denses et fondent au chalumeau.

Examinée au chalumeau se comporte de manière identique à la calcite. Se décompose dans les acides avec un dégagement abondant d'anhydride carbonique. La poudre d'aragonite (de même que celles de strontianite et de withérite) devient violette dans une solution de nitrate du cobalt bouillante (réaction de Meigen), alors que la poudre de calcite ne varie presque pas ou ne devient bleuâtre ou verdâtre qu'après un long chauffage.

Origine et gisements. L'aragonite est beaucoup moins répandue dans la nature que la calcite. En tant que minéral de basse tempéra-

ture, elle se forme assez souvent au cours du stade final des processus *hydrothermaux*. Ainsi, elle remplit, par exemple, les fentes de roches ultrabasiques serpentinisées et ne présente aucun lien avec les processus superficiels. Des formations identiques constituent les petits cristaux d'aragonite aciculaires que l'on rencontre dans les poches des basaltes inaltérés, quelquefois dans les marbres, les laves et dans les dépôts des sources thermominérales sursaturées en CaCO_3 se présentant sous forme de tuf calcaire ou d'oolithes (dépôts oolithiques de Karlovy-Vary en Tchécoslovaquie).

Cependant, l'aragonite se forme essentiellement au cours des différents processus *exogènes*, très souvent avec la participation des solutions de sels magnésiens. Elle est très répandue en gerbes rayonnantes ou en masses concrétionnées souvent de grandes dimensions, dans le manteau de débris superficiel, formé par altération des roches ignées magnésiennes, en association avec la dolomite, le gypse, les roches argileuses et d'autres minéraux d'origine exogène. On l'observe dans les poches parmi les hématites brunes sous forme de petits cristaux et de floss-ferri, par exemple dans le gisement dit « Bakalskoïé » (Oural du Sud) dans les séries gypseuses, les gîtes de soufre natif, etc.

MAGNÉSITE — MgCO_3 . De Magnésie, région de la Thessalie (Grèce). C'est un minéral connu depuis la plus haute Antiquité. Synonyme: giobertite.

Composition chimique. MgO 47,6 %, CO_2 52,4 %. Impuretés isomorphes: le plus souvent Fe, quelquefois Mn, Ca.

Système rhomboédrique; scalénoèdre ditrigonal, sym. $L_6^3L^23PC$. Gr. sp. identique à celui de la calcite. $a_0 = 4,584$; $c_0 = 14,92$.

Structure cristalline identique à celle de la calcite. Les cristaux sont généralement de faciès rhomboédrique. Se rencontre le plus souvent sous forme d'agrégats de gros grains (fig. 220).

Dans les gîtes d'altération on trouve les masses métacolloïdales très caractéristiques, ayant l'aspect de la porcelaine, dont la forme rappelle celle du chou-fleur.

Couleur. Blanche à reflet jaunâtre ou grisâtre, parfois blanc de neige. **Eclat** vitreux. $N_m = 1,700$ et $N_p = 1,509$. **Dureté** 4 à 4,5. Fragile. **Clivage** parfait suivant le rhomboèdre $\{10\bar{1}1\}$. Les variétés métacolloïdales compactes à aspect de porcelaine sont caractérisées par une cassure conchoïdale. P. sp. 2,9 à 3,1.

Caractères distinctifs. De même que tous les carbonates de la série spathique, les variétés cristallines diffèrent des autres minéraux par leur clivage suivant le rhomboèdre. Elle est difficile à distinguer des autres carbonates de la série, en particulier de la dolomite et de l'ankérite; il est nécessaire d'effectuer une détermination chimique et optique.

Examinée au chalumeau décrépite sans fondre. Ne colore pas la flamme. Ne se dissout dans les acides qu'après chauffage. Une goutte

de HCl ne provoque aucune effervescence à froid. Soluble dans les acides à chaud.

Origine et gisements. La magnésite est moins répandue dans la nature que la calcite, mais se rencontre quelquefois en masses importantes, présentant un intérêt industriel.



Fig. 220. Agrégats de magnésite zonés, à gros grain, provenant du gisement de Satka (Oural).

Certaines de ces accumulations sont d'origine *hydrothermale*. Il convient de citer tout d'abord les très importants gisements de magnésite se présentant en amas de cristaux granulaires dans les dolomies et les calcaires dolomitisés. Comme le montrent les études géologiques, ces amas se forment par métasomatose (ils contiennent des restes de la faune calcaire). On suppose que la magnésie pouvait être lessivée puis déposée sous forme de magnésite par les solutions alcalines chaudes circulant dans les formations dolomitisées d'origine sédimentaire. En paragenèse avec la magnésite on trouve quelquefois des minéraux typiquement hydrothermaux.

Les accumulations de magnésite cryptocristalline (« amorphe ») peuvent également résulter des processus d'*altération superficielle* des massifs de roches ultrabasiques, surtout si la décomposition est

intense et si celle-ci aboutit à la formation d'un épais manteau de produits de destruction. Les silicates magnésiens sont totalement décomposés par oxydation et hydrolyse sous l'effet des eaux superficielles et de l'anhydride carbonique de l'air. Les hydroxydes de fer insolubles qui se forment au cours de ce processus s'accumulent en surface. Le magnésium sous forme de bicarbonate et la silice libérée (à l'état de colloïdes) sont entraînés dans les zones inférieures du manteau de débris superficiel. La magnésite, souvent mêlée d'opale et de dolomite, se dépose par voie aqueuse en filonnets et en masses concrétionnées dans des serpentinites très lessivées, fissurées et poreuses.

Enfin, des découvertes de magnésite associée à l'hydromagnésite ($5\text{MgO} \cdot 4\text{CO}_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$), ne présentant le plus souvent qu'un intérêt minéralogique, ont été faites dans les couches salifères. La formation de carbonate de magnésium est généralement considérée comme étant le résultat de la réaction de double décomposition entre le sulfate de magnésium et Na_2CO_3 .

Le gisement bien connu de magnésite cristalline d'origine hydrothermale de *Satka* se trouve sur le versant occidental de l'Oural du Sud. Les importantes concentrations de magnésite se sont ici formées par métasomatose dans les dolomies d'une série sédimentaire précambrienne. On connaît des gisements analogues en Extrême-Orient, en *Corée*, en *Chine*, en *Tchécoslovaquie*, en Autriche (*Veitsch*, dans les Alpes, au Sud de Vienne), etc.

En ce qui concerne les gisements formés dans le manteau de débris de roches ultrabasiques, citons celui de *Khalilovo* (Oural du Sud).

Importance pratique. La magnésite cristalline est employée en métallurgie après calcination intense, pour la confection de briques réfractaires pouvant supporter une température de $3\,000^\circ$. Elles servent au revêtement des soles des fours Martin, des convertisseurs, des fours à ciment, etc. Un autre domaine d'utilisation de la magnésite calcinée est la fabrication du ciment Sorel employé dans l'industrie des abrasifs (meules), dans le bâtiment (crépi très résistant obtenu par agglomération de sable, de sciure de bois, de diatomite, de talc et autres matériaux). On l'emploie également comme isolant électrique, dans l'industrie du papier, du sucre, des caoutchoucs, etc.

DOLOMITE — $\text{CaMg}[\text{CO}_3]_2$. **Composition chimique.** CaO 30,4 %, MgO 21,7 %, CO_2 47,9 %. Les teneurs en CaO et MgO varient souvent dans des légères proportions. Impuretés isomorphes: Fe, parfois Mn (jusqu'à quelques %), plus rarement Zn, Ni et Co (la teneur en CoCO_3 de la dolomite rouge de Příbram en Tchécoslovaquie atteint 7,5 %). On a trouvé des cristaux de dolomite présentant des inclusions de bitume et d'autres substances étrangères.

Système rhomboédrique; rhomboèdre, sym. L^3C . Gr. sp. $R\bar{3}(C_{3i}^2)$. $a_0 = 4,822$; $c_0 = 16,11$ (si le rapport $\text{Ca}:\text{Mg} = 1:1,1$).

Structure cristalline. Elle est caractérisée par le fait que les ions Ca et Mg sont disposés alternativement le long de l'axe ternaire.

Aspect des cristaux. Les cristaux de faciès rhomboédrique sont fréquents. A la différence de la calcite, le rhomboèdre $\{10\bar{1}1\}$ est très répandu. Il présente souvent des faces courbées en selle (fig. 221). On trouve des macles par pénétration et des macles polysynthétiques suivant $(02\bar{2}1)$.

Etat d'agrégation. On rencontre habituellement des masses de grains cristallins, souvent poreuses, plus rarement caverneuses, et éventuellement en rognons, globules, etc.

Couleur. Blanc grisâtre, souvent à reflets jaunâtres, brunâtres, verdâtres. **Eclat** vitreux. $N_m = 1,681-1,695$ et $N_p = 1,500-1,513$.

Dans les rayons cathodiques s'illumine en rouge orangé vif.



Fig. 221. Cristal de dolomite à faces courbées en selle.

Dureté 3,5-4. Fragile. **Clivage** parfait suivant le rhomboèdre $\{10\bar{1}1\}$. Les plans de clivage sont le plus souvent courbes. **P. sp.** 1,8-2,9.

Caractères distinctifs. De même que les autres carbonates de la série spathique, la dolomite est caractérisée par son clivage suivant le rhomboèdre. Les cristaux de dolomite sont généralement aussi de faciès rhomboédrique.

En grains isolés il est impossible de la distinguer de l'ankérite et dans certains cas de la sidérose, sans analyse chimique et détermination des constantes optiques. Il est remarquable qu'à la différence de la calcite, la dolomite forme des macles polysynthétiques, non suivant $(01\bar{1}2)$ mais selon $(02\bar{2}1)$. En lame mince, cette direction de jonction correspond à la petite diagonale des rhombes formés par les fissures de clivage.

Examinée au chalumeau décrépite sans fondre. On obtient CaO qui colore la flamme en orange.

A froid l'acide chlorhydrique décompose la dolomite très lentement et sans effervescence.

Origine et gisements. De même que la calcite, la dolomite est un minéral très répandu, constituant essentiel de certaines roches (les dolomies).

Elle est beaucoup plus rare que la calcite dans les gîtes filoniens *hydrothermaux*. Au cours d'altérations hydrothermales des calcaires dolomitiques se forment souvent des masses macrocristallines de dolomite en association avec la magnésite, la calcite, des sulfures, les quartz et d'autres minéraux.

Cependant, les concentrations les plus importantes de dolomites se rencontrent dans les roches *sédimentaires* carbonatées de tout âge, mais surtout précambriennes et paléozoïques. Dans ces séries, les dolomites constituent souvent des massifs entiers ou forment des couches en alternance avec les calcaires. On les trouve également en amas de forme irrégulière, en nids, etc.

Les détails de leur origine soulèvent beaucoup de discussions. Très souvent elles sont primaires, c'est-à-dire qu'elles se sont formées par précipitation directe dans les bassins salins, ce qui est confirmé par leur association avec les dépôts de gypse, d'anhydrite et de sels alcalins plus solubles. Dans d'autres cas, elles résultent de la dolomitisation de calcaires préexistants : la dolomite épigénise des coquilles, des coraux et d'autres restes calcaires d'organismes.

Dans la zone d'altération superficielle les dolomites se dissolvent lentement, se décomposent et se transforment en une masse terreuse à grain fin.

En U.R.S.S., les gisements de dolomite sont très nombreux en bordure des versants occidental et oriental de l'Oural. Les dolomites sont surtout répandues dans les formations carbonatées d'âge précambrien ou permien. Les processus actuels de formation de dolomite dans le lac Balkhach (Kazakhstan) sont du plus grand intérêt.

Importance pratique. Les dolomites ont des applications très diverses : 1) comme pierre à bâtir ; 2) pour la fabrication de liants, d'isolants thermiques après mélange avec l'amiante, etc. ; 3) comme ignifuge et comme fondant en métallurgie ; 4) dans l'industrie chimique et dans d'autres domaines.

ANKÉRITE — $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe})[\text{CO}_3]_2$. Le rapport Fe : Mg varie dans de larges proportions. Contient également Mn (jusqu'à quelques %). La variété pauvre en fer est appelée braunspath.

Système rhomboédrique ; rhomboèdre. Se rencontre en cristaux lenticulaires de faciès rhomboédrique et en masses compactes granulaires, généralement accompagnée de quartz, dans les filons hydrothermaux de sulfures et de sidérose et dans les roches ferro-magnésiennes ayant subi l'altération hydrothermale.

Couleur. Blanche, grise, parfois à nuances variées. Eclat vitreux. Pour les variétés à rapport Fe : Mg = 3 : 1 (contenant $\text{FeO} + \text{MnO}$ 25 % et 4,8 % de MgO) : $Nm = 1,741$ et $Np = 1,536$. **Dureté** 3,5. **P. sp.** 2,9 à 3,1. **Clivage** suivant le rhomboèdre.

Caractères distinctifs. Examinée au chalumeau décrépite et brunit du fait de l'oxydation du fer. Se comporte d'une manière identique à la dolomite dans les acides. Humectée à froid par une solution à 1% de $\text{K}_3\text{Fe}(\text{CN})_6$ acidulée de quelques gouttes de HCl , donne une pellicule bleu clair de « bleu de Turnbull » (à la différence de la sidérose).

Gisements. L'ankérite se rencontre rarement en masses importantes. On la trouve comme minéral accessoire, par exemple dans les minerais à sidérose du gisement Bakalskoïé, dans de nombreux gîtes polymétalliques de l'Altaï, dans les gisements plombo-zincifères des monts *Nagolny*, etc. Elle se forme habituellement indépendamment des sulfures.

SIDÉROSE — FeCO_3 . Du grec « sideros » — fer. Synonyme : sidérite.

Composition chimique. FeO 62,1 % (Fe 48,3 %), CO₂ 37,9 %. Les corps isomorphes les plus fréquents sont Mg et Mn.

Système rhomboédrique; scalénoèdre ditrigonal, sym. $L_2^3L^23PC$. Gr. sp. $R\bar{3}c(D_{3d}^6)$. $a_0 = 4,71$; $c_0 = 15,43$. **Structure cristalline** analogue à celle de la calcite. Les cristaux sont souvent de faciès rhomboédrique. Les faces du rhomboèdre $\{10\bar{1}1\}$ fréquemment courbes sont quelquefois écailleuses et en forme de selle comme pour la dolomite.

Etat d'agrégation. Le plus souvent les agrégats cristallins sont granulaires. On rencontre également des nodules (sphérosidérite) à structure cryptocristalline ou fibro-radiée. On a également décrit des formes de sidérose se présentant en masses terreuses, concrétionnées, oolithiques, etc.

Couleur. Les échantillons frais sont blanc jaunâtre ou grisâtre, quelquefois à reflet brunâtre. Brunit fortement en s'altérant. **Eclat** vitreux. $Nm = 1,875$ et $Np = 1,633$. S'illumine vivement en rouge orangé dans les rayons cathodiques. **Dureté** 3,5 à 4,5. **Fragile.** **Clivage** parfait suivant $\{10\bar{1}1\}$. P. sp. 3,9.

Caractères distinctifs. De même que tous les carbonates de la série spathique, la sidérose cristalline présente un clivage parfait suivant le rhomboèdre. Ressemble à l'ankérite dont on peut la distinguer avec certitude par l'analyse chimique et les courbes d'échauffement.

Examinée au chalumeau décrépité sans fondre, brunit puis noircit (oxydation du fer) et devient magnétique. Avec le borax et le phosphate ammoniaco-sodique fournit la réaction du fer et avec la soude, celle du manganèse (si l'échantillon en contient). HCl a une action faible à froid et intense à chaud. Une goutte de cet acide déposé sur un échantillon de sidérose se colore graduellement en jaune verdâtre du fait de la formation de FeCl₃. Humectée par une solution rouge sang de K₃Fe(CN)₆ à 1 %, qui a été acidulée au préalable par quelques gouttes de HCl, provoque l'appartition à la surface du grain ou du fragment d'une pellicule bleu foncé de bleu de Turnbull (la même réaction effectuée avec l'ankérite fournit une pellicule bleu clair).

Origine et gisements. D'une manière générale, la sidérose en tant que carbonate ferreux ne peut se former qu'en milieu réducteur. On la trouve dans différents types génétiques de gisements.

1. Dans les gîtes *hydrothermaux* elle se forme à température relativement basse. C'est un minéral accessoire fréquent des gîtes filoniens de sulfures (plombo-zincifères et cuprifères) où il est associé à la pyrrhotine, la chalcopyrite, à des chlorites ferrugineuses, à l'ankérite, etc. On rencontre également des filons de sidérose indépendants et, dans les calcaires, des concentrations d'origine métasomatique, de forme irrégulière.

En U.R.S.S., citons le gisement *Bakalskoïé*, où la sidérose se présente en cristaux rhomboédriques, probablement apparus lors des

altérations hydrothermales des calcaires dolomitiques. Des gisements analogues se trouvent en *Styrie* (Alpes) et sur le littoral de *Golfe de Gascogne* (Espagne). On connaît des gîtes de sidérose filoniens près de *Siegen* (Allemagne) et en d'autres endroits.

2. Les gîtes *sédimentaires* de sidérose se sont formés dans les lagunes et les baies. Il est probable qu'ils ont pris naissance en milieu réducteur, dans les secteurs profonds des zones littorales où les eaux sont peu oxygénées et, selon toute vraisemblance, en présence d'anhydride carbonique et d'hydrogène sulfuré produits par la décomposition de substances albuminoïdes. La sidérose sédimentaire a parfois une structure typiquement oolithique.

Une partie des minerais de l'énorme gisement sédimentaire de *Kertch* est formée de sidérose. Il est possible que les hématites brunes proviennent partiellement de l'oxydation de ces minerais. Parmi les gisements des autres pays, citons ceux de l'Ecosse et du Sud du Pays de Galles (Angleterre). Ils se présentent en amas de sphérosidérite argileuse compacte, colorée en une teinte sombre par des matières charbonneuses, englobés dans de puissantes couches sédimentaires du Carbonifère.

La sidérose est instable dans la zone d'oxydation. A l'emplacement des gîtes de sidérose se forment souvent des chapeaux de fer constitués de limonite, de goëthite, parfois d'hydrohématite, se présentant en masses friables, souvent terreuses ou bien compactes, souvent creuses à l'intérieur (géodes).

Importance pratique. Lorsque les concentrations de sidérose sont importantes et contiennent peu d'impuretés gênantes (phosphore, soufre, etc.), leur exploitation pour le fer est rentable. Avant d'être traités, les minerais à sidérose sont calcinés.

RHODOCHROSITE — MnCO_3 . Du grec « rhodon » — rose et « chros » — couleur. Ce minéral doit son nom à sa couleur. Synonyme: dialogite.

Composition chimique. MnO 61,7 % (Mn 47,8 %), CO_2 38,3 %. Corps isomorphes: le plus souvent Fe , Mg , Ca , plus rarement Zn et CO .

Système rhomboédrique; scalénoèdre ditrigonal, sym. $L_6^3L^23PC$. Gr. sp. $R\bar{3}c(D_{3d}^4)$. $a_0 = 4,73$; $c_0 = 15,51$.

Structure cristalline analogue à celle de la calcite. Les cristaux bien formés sont rares et ne se rencontrent que dans les cavités des roches. Formes courantes: $\{10\bar{1}1\}$ et $\{01\bar{1}2\}$, éventuellement $\{0001\}$ et $\{11\bar{2}0\}$. Les faces sont parfois courbes, en forme de selle ou de lentille.

Etat d'agrégation. Le plus souvent la rhodochrosite se présente en masses cristallines, réniformes ou globulaires à texture rayonnante ou sphérolithique. On la rencontre également en agrégats bacillaires (fig. 222) et en masses terreuses.

Couleur. Les cristaux sont roses ou rouge framboise. La teinte pâlit avec l'augmentation de la teneur en calcium. Brunit par exposition prolongée à l'air (s'oxyde). Les masses microgrenues et terreuses sont de couleur blanche à reflet rose à peine perceptible. **Trait blanc.** **Eclat vitreux.** $Nm = 1,817$ et $Np = 1,597$. **Dureté** 3,5 à 4,5. **Fragile.** **Clivage** suivant le rhomboèdre $\{10\bar{1}1\}$. **P. sp.** 3,6 à 3,7.

Caractères distinctifs. En masses cristallines, aisément reconnaissable à son clivage suivant le rhomboèdre, sa couleur rose et sa faible dureté (peut être rayée au couteau). Seules les analyses chi-

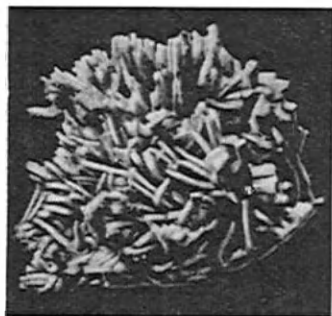


Fig. 222. Agrégat de cristaux bacillaires de rhodochrosite.

mique et spectrale permettent une identification exacte des agrégats cryptocristallins et terreux de couleur blanche. Examinée au chalumeau décrépite sans fondre, devenant tout d'abord gris verdâtre, puis noire (du fait de l'oxydation). Fournit avec le borax et le phosphate ammoniaco-sodique la réaction spécifique de manganèse (la perle est violette en flamme oxydante et incolore en flamme réductrice). Se dissout lentement à froid dans HCl. A chaud, la dissolution est rapide et s'accompagne d'un violent dégagement d'anhydride carbonique.

Origine et gisements. A en juger par la composition des carbonates ferro-manganeux, $MnCO_3$ et $FeCO_3$ donnent une série continue de solutions solides. Dans la croûte terrestre, le clark du manganèse est d'environ 50 fois inférieur à celui du fer. Néanmoins, la rhodochrosite se rencontre dans la nature à l'état de corps indépendant.

Dans les rares filons *hydrothermaux* ou métasomatiques de manganèse, la rhodochrosite se forme en association avec les sulfures et les silicates de manganèse bivalent et cristallise après la braunite, la hausmannite, le quartz, la baryte, etc. En U.R.S.S., la rhodochrosite d'origine hydrothermale en association avec la pyrite, les chlorites et autres minéraux se rencontre dans le gisement *Sapalskoïé*, parmi des calcaires marmorisés. Dans certains gîtes de wolfram, la rhodochrosite se présente parfois en filons, liés génétiquement aux filons quartzeux contenant hübnérite ($MnWO_4$) et autres minéraux.

La rhodochrosite se rencontre en concentrations plus importantes dans les gîtes *sédimentaires* de manganèse d'origine marine. Comme le montrent les études géologiques, les dépôts d'opale et de rhodochrosite apparaissent à une certaine distance de la ligne du rivage, dans les secteurs profonds des bassins marins où le manque d'oxygène et la décomposition de débris organiques favorisaient probablement le développement des conditions propres à un milieu réducteur.

Dans de tels gisements, la rhodochrosite contient Ca, Fe et Mg sous forme de corps isomorphes et est associée à des sulfures de fer, à la manganocalcite, à l'opale, etc. De plus, les carbonates de manganèse sédimentaires sont généralement riches en phosphore. On trouve les minerais à rhodochrosite en grandes quantités dans les gisements sédimentaires: *Tchiatoura* (Transcaucasie), *Polounotchnoïé* (Oural du Nord), etc.

Importance pratique. Les minerais à rhodochrosite d'origine hydrothermale, pauvres en phosphore, sont très recherchés pour la préparation du ferromanganèse. Les minerais sédimentaires carbonatés peuvent être utilisés comme lit de fusion pour la fabrication de la fonte et dans l'industrie chimique.

SMITHSONITE — ZnCO_3 . Synonyme: zinc carbonaté.

Composition chimique. ZnO 64,8 % (Zn 52 %), CO_2 35,2 %. Corps isomorphes: le plus souvent Fe, Mn, Mg, quelquefois Co, rarement Cd, In, etc.

Système rhomboédrique; scalénoèdre ditrigonal, sym. $L_3^2 3L^2 3PC$. Gr. sp. $R\bar{3}c(D_{3d}^6)$. $a_0 = 4,65$; $c_0 = 14,95$. **Structure cristalline** identique à celle de la calcite (voir plus haut). Les cristaux se rencontrent rarement. Ils sont rhomboédriques ou scalénoédriques. Formes courantes: rhomboèdres $\{10\bar{1}1\}$ et $\{40\bar{1}1\}$, scalénoèdre $\{2\bar{1}31\}$, plus rarement pinacoïde $\{0001\}$, rhomboèdres $\{01\bar{1}2\}$, $\{02\bar{2}1\}$ et prisme $\{11\bar{2}0\}$. Les faces sont souvent courbes et rugueuses.

Etat d'agrégation. S'observe habituellement en masses cryptocristallines terreuses ou compactes, souvent en concrétions ou en croûtes de même qu'en masses rubanées (fig. 223), cellulaires ou poreuses.

Couleur. Blanc verdâtre, brunâtre ou grisâtre. Les variétés présentant une coloration verte intense sont mêlées de malachite. Les variétés brunes sont teintées par des hydroxydes de fer. **Eclat** vitreux. $Nm = 1,849$ et $Np = 1,621$. Dans les rayons cathodiques s'illumine faiblement en rose.

Dureté 5 (la plus élevée des minéraux du groupe de la calcite). Fragile. **Clivage** suivant le rhomboèdre. Il n'est visible que dans les agrégats franchement cristallins. **P. sp.** 4,1 à 4,5.

Caractères distinctifs. En croûtes, en masses concrétionnées et cryptocristallines la smithsonite n'est pas toujours facile à distinguer des minéraux que l'on trouve en paragenèse avec elle: opale, silicates de zinc (calamine, willémite), etc. Sa teinte claire ne permet pas de la déceler quand elle est englobée dans les calcaires. On est toujours obligé d'effectuer des essais au chalumeau et des réactions chimiques. Les caractères distinctifs secondaires de la smithsonite sont son poids spécifique élevé et sa dureté (5). Ne fond pas au chalumeau et décrépite comme tous les carbonates; donne un enduit blanc de ZnO sur le charbon. Les variétés ferrugineuses brunissent. Assez

soluble dans les acides ; la dissolution s'accompagne parfois d'effervescence (surtout en ce qui concerne les variétés terreuses).

La smithsonite chauffée après avoir été humectée par une solution de $\text{Co}(\text{NO}_3)_2$ donne dans une flamme oxydante une masse verte.

Origine et gisements. La smithsonite est le minéral typique des niveaux inférieurs de la zone d'oxydation des gîtes de sulfures de

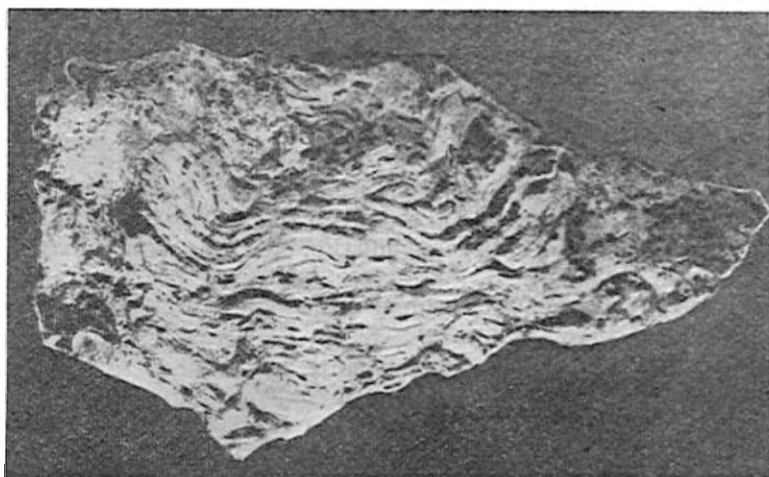
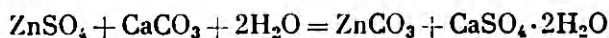


Fig. 223. Structure à rubanement concrétionné d'une masse de smithsonite. (3/4 de la grandeur naturelle.)

Pb et Zn, *enrobés dans des calcaires*. Elle constitue parfois des concentrations importantes surtout dans le mur des gisements (fig. 224). Si les minerais primaires sont riches en calcite, la smithsonite se rencontre également dans les niveaux supérieurs de la zone d'oxydation en association avec des silicates de zinc, de la galène et parfois des restes de blende. Elle se forme métasomatiquement suivant la réaction de double décomposition entre le sulfate de zinc soluble et la calcite :



Il est probable que cette réaction se produit après neutralisation, toujours par la calcite, de l'acide sulfurique libre en excès dans les solutions. Si les solutions sont chargées de sulfate ferreux, ce qui n'est possible que dans les niveaux inférieurs de la zone d'oxydation, la smithsonite contiendra FeCO_3 en quantité notable, sous forme d'impuretés isomorphes (monheimite). La smithsonite ferrugineuse se décompose en milieu oxydant en donnant naissance à des hydroxydes de fer, et le zinc peut être redéposé en d'autres endroits sous

forme de smithsonite non ferrugineuse. Les masses de smithsonite fortement pigmentées par des hydroxydes de fer ne se distinguent en rien extérieurement de la limonite commune en masses poreuses ou caverneuses et passent souvent inaperçues. La présence de la smithsonite dans ces masses peut être mise en évidence à l'aide du chalumeau ou en lame mince au microscope.

Parmi les gisements de l'U.R.S.S. où l'on rencontre la smithsonite en quantités importantes, citons celui dit *Tourlanskoïé*, près d'Atchissai dans la chaîne de Kara-Taou (Kazakhstan du Sud). Ce gisement fut assez longtemps considéré comme exclusivement plombifère, ceci jusqu'à la découverte à la périphérie d'amas importants de riches minerais de zinc oxydés (fig. 224). Signalons également les nombreux gîtes plombo-zincifères de Transbaïkalie Orientale (région de Nertchinsk).

Ailleurs, les gisements sont nombreux. Mentionnons celui très important de *Leadville* (Etat du Colorado, U.S.A.), dont la zone d'oxydation fut tout d'abord exploitée exclusivement pour le plomb; après 30 ans seulement de riches minerais à smithsonite y furent découverts (ce qui montre à quel point ils se confondent avec les calcaires et les autres roches encaissantes).

Importance pratique. S'ils se présentent en concentrations importantes, les minerais à smithsonite peuvent être exploités très rentablement pour le zinc. Leur teneur en ce métal est souvent 2 ou 3 fois supérieure à celle des minerais primaires à sulfures. Ainsi, dans les niveaux inférieurs de la zone d'oxydation des gîtes de sulfures de Pb et Zn correspondant aux calcaires ou aux dolomies, le zinc est non seulement séparé du plomb mais il se produit en même temps un enrichissement en zinc des produits exogènes déposés par métasomatose dans les roches encaissantes.

CÉRUSITE — $PbCO_3$. Du latin « cerussa » — enduit blanc. Synonyme: céruse de plomb.

Composition chimique. PbO 83,5 % (Pb 77,5 %), CO_2 16,5 %. Peut contenir des restes pulvérulents de PbS et Ag_3S qui lui confèrent une couleur noire, plus rarement de $ZnCO_3$.

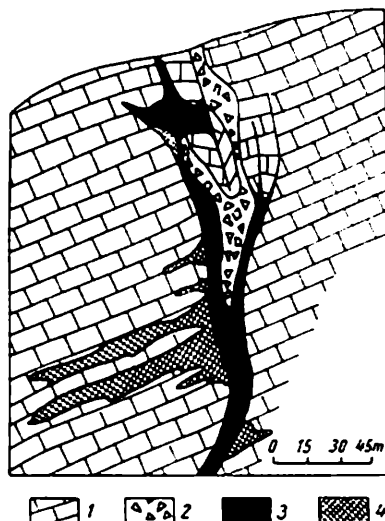


Fig. 224. Minerais de plomb et de zinc oxydés.

1 — Calcaire. 2 — Brèches d'affaissement. 3 — Minerais de plomb oxydés. 4 — Minerais de zinc secondaires, formés par substitution aux calcaires.

Système orthorhombique; bipyramide orthorhombique, sym. $3L^23PC$. Gr. sp. $Pmcn(D_{2h}^{16})$. $a_0 = 5,173$; $b_0 = 8,480$; $c_0 = 6,130$. Structure cristalline analogue à celle de l'aragonite. Aspect des cristaux. Variable: bipyramide pseudo-hexagonale (fig. 225) à faces de bipyramide $\{111\}$ et de prisme $\{021\}$, faciès lamellaire ou tabulaire (fig. 226) avec développement du pinacoïde $\{001\}$ ou $\{010\}$, parfois $\{100\}$, bacillaire, etc. Les macles (simples ou triplets) sont fréquentes; les individus sont accolés suivant $\{110\}$. Etat d'agrégation. Les masses compactes sont généralement de structure granulaire.

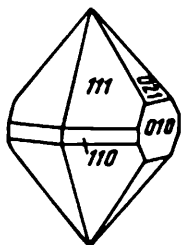


Fig. 225. Cristal de cérusite en forme de bipyramide pseudo-hexagonale.

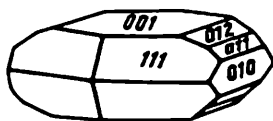


Fig. 226. Cristal tabulaire de cérusite.

Se rencontre plus rarement en masses concrétionnées, cryptocristallines ou terreuses. On trouve également des variétés fibreuses d'un blanc de neige.

Couleur. La cérusite est habituellement blanche à reflets grisâtre, jaunâtre ou brunâtre. Les masses ferrugineuses sont de couleur brune, c'est pourquoi elles passent souvent inaperçues. Quelquefois, les grains isolés sont teintés en noir par des inclusions microscopiques de sulfures résiduels. Les cristaux isolés sont fréquemment incolores et transparents. Eclat adamantin, parfois vitreux (suivant l'orientation). La cassure est souvent inégale, conchoïdale. Dans les rayons cathodiques émet une vive lumière bleu verdâtre. $Ng = 2,078$, $Nm = 2,076$ et $Np = 1,804$.

Dureté 3 à 3,5. Très fragile. Clivage parfois net suivant $\{110\}$ et $\{021\}$. **P. sp.** 6,4 à 6,6.

Caractères distinctifs. A la différence des autres carbonates, la cérusite est caractérisée par son poids spécifique élevé et son éclat adamantin. Elle est souvent associée à l'anglésite et à la galène.

Examinée au chalumeau décrépite fortement, se colore en jaune (PbO) et sur le charbon est facilement réduite en plomb métallique. Soluble dans HNO_3 étendu avec un violent dégagement d'anhydride carbonique. Soluble également dans KOH .

Signalons que les masses de cérusite pigmentées par des hydroxydes de fer et de ce fait presque indiscernables extérieurement des formations limonitisées ne contenant pas de cérusite, possèdent la propriété de crisser ou de grincer de manière caractéristique lorsqu'on

les fragments. Les mineurs utilisent cette propriété lors de l'exploitation des secteurs à cérusite dans les zones d'oxydation des gîtes métallifères.

Origine et gisements. La cérusite est presque exclusivement répandue dans les zones d'oxydation des gîtes de sulfures de Pb et Zn. Elle se forme à partir de l'anglésite qui résulte elle-même de l'oxydation de la galène. Très peu soluble, stable en présence d'eau et d'air, la cérusite, produit d'altération de la galène, constitue un composé difficilement décomposable.

Les cristaux de cérusite bien formés, souvent de grandes dimensions, tapissent les cavités élaborées lors du lessivage des zones d'oxydation. Ces groupements drusiques sont un témoignage certain du transport des composés solubles du plomb. Cependant, la cérusite peut avoir également une origine hydrothermale à basse température.

La cérusite constitue assez rarement des pseudomorphoses en minéraux tels que la galène, l'anglésite, la fluorine, etc.

En U.R.S.S., la cérusite est extraite en grandes quantités du gisement *Tourlanskoïé* (chaîne de Kara-Taou, Kazakhstan du Sud) et dans d'autres régions. Les gisements de la région de *Nertchinsk* en Transbaïkalie (Taïninskoïé, Kadaïnskoïé) et de l'*Altai* (Ridderskoïé, Zyrianovskoïé, Nikolaïévskoïé) sont célèbres par leurs magnifiques cristaux de cérusite.

Importance pratique. La cérusite est un minerai de plomb de grand intérêt que l'on exploite si les zones d'oxydation des gîtes plombo-zincifères atteignent de grandes épaisseurs.

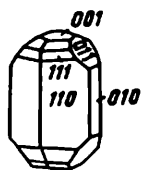


Fig. 227. Cristal de strontianite.

STRONTIANITE — SrCO_3 . A été découverte à Strontian (Ouest de l'Ecosse).

Composition chimique. SrO 70,2 %, CO_2 29,8 %. La strontianite renferme presque toujours du CaO . La variété appelée *calcio-strontianite* contient jusqu'à 13% de CaO . Elle contient plus rarement BaO , PbO , etc.

Système orthorhombique; bipyramide orthorhombique, sym. $3L^23PC$. Gr. sp. $Pmcn(D_{2h}^{14})$. $a_0 = 1,118$; $b_0 = 8,404$; $c_0 = 6,082$. A 700° (et à 929° suivant d'autres données) se transforme en une variante hexagonale inconnue à l'état naturel. **Structure cristalline** analogue à celle de l'aragonite. Les cristaux sont rares et se présentent en fines aiguilles ou en barillets prismatiques (fig. 227). Les macles suivant (110) sont fréquentes. **Etat d'agrégation.** Se rencontre habituellement en masses granulaires compactes, éventuellement en amas bacillaires ou fibreux.

Couleur. Incolore ou légèrement teintée en vert, jaune ou gris. **Eclat** vitreux, gras en cassure. Dans les rayons cathodiques s'illumine faiblement en bleu. $Ng = 1,668$, $Nm = 1,667$ et $Np = 1,520$.

Dureté 3,5 à 4. **Fragile**. **Clivage** net suivant {110}, difficile suivant {021}. **P. sp.** 3,6 à 3,8.

Caractères distinctifs. Difficile à distinguer extérieurement de l'aragonite. Son comportement au chalumeau et dans les acides est très caractéristique. Fortement chauffée au chalumeau bouillonne et donne des formes rappelant le chou-fleur. Emet une lumière vive et colore la flamme en un rouge-pourpre (Sr). Se dissout facilement et avec effervescence dans les acides. L'arrosage à l'alcool du dépôt obtenu après évaporation d'une solution de strontianite dans l'acide chlorhydrique colore la flamme en rouge vif (Sr).

Origine et gisements. Le plus souvent se rencontre dans les formations *hydrothermales* en association avec la célestine, la barytine, la calcite, des sulfures et d'autres minéraux. On la trouve également dans les roches sédimentaires (calcaires, marnes), mais surtout en tant que minéral secondaire sous forme de veinules dans les fentes et les cavités géodiques.



Fig. 228. Withérite. Macle par pénétration groupant trois cristaux.

En U.R.S.S., des gisements de strontianite se trouvent en Crimée.

Ailleurs, on l'exploite dans l'important gisement de *Hamm* en Westphalie (Allemagne) où elle remplit les filons et filonnets dans les marnes du Crétacé. On y trouve également de magnifiques cristaux dans les cavités géodiques. Comme minéral accessoire on la rencontre dans de nombreux gîtes hydrothermaux, en particulier dans les filons de barytine accompagnée de sulfures.

Importance pratique. La strontianite est un minéral de strontium d'importance secondaire. Pour ses usages, voir la célestine.

WITHÉRITE — BaCO_3 . **Composition chimique.** BaO 77,7 %. CO_2 22,3 %. Contient quelquefois Sr.

Système orthorhombique; bipyramide orthorhombique, sym. $3L^23PC$. Gr. sp. $Pmcn(D_{2h}^{14})$. $a_0 = 5,252$; $b_0 = 8,828$; $c_0 = 6,544$.

Structure cristalline analogue à celle de l'aragonite. Les cristaux sont en forme de bipyramide pseudo-hexagonale. Les macles groupant trois cristaux suivant {110} sont fréquentes (fig. 228). **Etat d'agrégation.** En masses globulaires et réniformes, quelquefois à texture veinée, fibreuse et foliacée.

Couleur. Incolore ou blanche, mais généralement colorée en des teintes jaunâtres ou grisâtres. **Eclat** vitreux, gras en cassure. Dans les rayons cathodiques s'illumine parfois en jaune. $Ng = 1,677$, $Nm = 1,676$ et $Np = 1,529$.

Dureté 3 à 3,5. **Fragile**. **Clivage** net suivant {010}, difficile suivant {110}. **P. sp.** 4,2-4,3.

Autres propriétés. La poussière de withérite est toxique pour l'organisme humain. C'est pourquoi les travaux miniers dans des roches et des minerais contenant de la withérite nécessitent des forages de trous de mine avec injection.

Caractères distinctifs. La withérite est caractérisée par son poids spécifique élevé qui la distingue de l'aragonite et de la strontianite. Elle en diffère également par son comportement au chalumeau et dans les acides.

Examinée au chalumeau elle fond en donnant un émail transparent après refroidissement (différence avec tous les autres carbonates). Colore la flamme en un vert livide caractéristique. Soluble dans HNO_3 et HCl dilués. La dissolution s'accompagne d'effervescence. L'addition de quelques gouttes de H_2SO_4 à la solution fait apparaître un abondant précipité de BaSO_4 .

Origine et gisements. La withérite se rencontre habituellement dans les gîtes *hydrothermaux* en paragenèse avec la calcite, la dolomite, des sulfures de Pb, Zn, Fe et éventuellement la barytine qui se dépose quelquefois après elle. On connaît également des concentrations de withérite d'origine exogène. La withérite constitue des pseudomorphoses en barytine qui résultent probablement de l'activité des solutions d'anhydride carbonique. Le phénomène de substitution de la barytine à la withérite a également été observé.

En général, les concentrations importantes de withérite sont rares. Le gisement de *Settlingstone* (Northumberland, Grande-Bretagne) est le seul gisement où la withérite est le minéral essentiel. Là, la withérite est accompagnée de calcite, de sulfures et de barytine de formation tardive (remplissant les fissures très fines et les espaces vides entre les cristaux de withérite).

En U.R.S.S., des gîtes de barytine et withérite se présentant en un réseau de filons se trouvent dans la région de Kara-Kala (Turkménistan). Ils constituent des remplissages de fractures d'une vaste zone de dislocations tectoniques affectant des roches sédimentaires d'âge crétacé.

Importance pratique. Employée pour la préparation des composés du baryum qu'utilise l'industrie chimique, la withérite, étant beaucoup moins répandue dans la nature que la barytine, n'a de ce fait qu'un intérêt économique secondaire. Pour les usages des minéraux du baryum voir la barytine.

PARISITE — $\text{Ca}(\text{Ce}, \text{La} \dots)_2 [\text{CO}_3]_3 \text{F}_2$. Contient jusqu'à 50 % de $(\text{Ce}, \text{La})_2\text{O}_3$. C'est un minéral très rare.

Système hexagonal. Se rencontre habituellement en masses granulaires compactes.

Couleur. Brun rougeâtre, jaune brunâtre. Eclat vitreux. $N_g = 1,757$ et $N_m = 1,676$.

Dureté 4-4,5. Clivage ou plan de séparation net suivant $\{0001\}$. P. sp. 4,35. Ne fond pas au chalumeau. Se décompose lentement dans HCl . Chauffée avec H_2SO_4 dégage HF .

Se rencontre dans les pegmatites. A été signalée dans les mines d'émeraude de Muso en Colombie (Amérique du Sud) et en d'autres endroits.

Tableau 10

Propriétés essentielles des principaux minéraux du groupe de la calcite

Minéral	Système	P. sp.	Dureté	Indice de réfraction			Solubilité en moles/l $P^o = 180^\circ$ $P_{CO_2} = 1 \text{ atm}$	Température de dissolution $P_{CO_2} = 1 \text{ atm}$
				N_g	N_m	N_p		
Calcite — $CaCO_3$	Rhomboédrique	2,7	3	—	1,658	1,486	1 100	900°
Dolomite — $CaMg(CO_3)_2$	»	2,9	3,5-4	—	1,681	1,500	—	—
Magnésite — $MgCO_3$	»	3,0	4-4,5	—	1,700	1,509	25 800	600°
Rhodochrosite — $MnCO_3$	»	3,7	3,5-4,5	—	1,817	1,597	400	500°
Sidérose — $FeCO_3$	»	3,9	3,5-4,5	—	1,875	1,633	720	500°
Smithsonite — $ZnCO_3$	»	4,4	5	—	1,849	1,621	700	400°
Aragonite — $CaCO_3$	Orthorhombique	3,0	3,5-4	1,686	1,681	1,530	—	900°
Withérite — $BaCO_3$	»	4,3	3-3,5	1,677	1,676	1,529	2 700	800°
Strontianite — $SrCO_3$	»	3,7	3,5-4	1,667	1,667	1,520	1 250	800°
Cérusite — $PbCO_3$	»	6,5	3-3,5	2,078	2,076	1,804	140	—

Généralisation. Comme on voit, les minéraux du groupe de la calcite possèdent beaucoup de propriétés physiques communes. En examinant le tableau récapitulatif des propriétés essentielles des principaux minéraux de ce groupe (tableau 10), on peut constater que seuls les carbonates des métaux lourds (Mn, Fe, Pb, Zn) se distinguent quelque peu des autres composés. Le carbonate de plomb (cérusite) présente les différences les plus notables.

La propriété la plus variable est la solubilité des minéraux dans l'eau saturée en anhydride carbonique. Le carbonate de Mg possède une solubilité exceptionnelle, viennent ensuite les carbonates de Ba et Ca. Le moins soluble est le carbonate de Pb.

Les propriétés des espèces de composition intermédiaire qui forment des séries isomorphes varient en raison directe du rapport entre leurs constituants. Il en est de même des sels doubles. La dissociation thermique de ces derniers se produit en deux étapes.

2. Groupe de la malachite

Ce groupe comprend les carbonates de cuivre anhydres basiques : la malachite et l'azurite.

MALACHITE — $\text{Cu}_2[\text{CO}_3][\text{OH}]_2$ ou $\text{CuCO}_3 \cdot \text{Cu}[\text{OH}]_2$. Du grec « malachos » — mauve (plante). Doit probablement son nom à sa couleur semblable à celle des plantes vertes.

Composition chimique. CuO 71,9 % (Cu 57,4 %), CO_2 19,9 %, H_2O 8,2%. Contient également de très faibles quantités de CaO , Fe_2O_3 , SiO_2 , etc. La présence de ces composés est probablement due à l'adsorption ou à l'inclusion mécanique de substances étrangères.

Système monoclinique; prisme. Gr. sp. $P2_1/a$ (C_{2h}^2). $a_0 = 9,49$; $b_0 = 12,00$; $c_0 = 3,24$; $\beta = 98^\circ 42'$. Les cristaux, très rares, sont de faciès prismatique.

Etat d'aggrégation. S'observe en masses concrétionnées (fig. 229) à texture fibroradiée. Les gros rognons sont caractérisés par une structure en zones concentriques apparaissant avec une netteté particulière en surface polie (fig. 230). On rencontre également des variétés terreuses (enduits).

Couleur verte. **Trait** vert pâle. **Eclat** vitreux à adamantin; les variétés fibreuses présentent un éclat soyeux. $N_g = 1,909$, $N_m = 1,875$ et $N_p = 1,655$.

Dureté 3,5 à 4. **Fragile.** **Clivage** parfait suivant $\{\bar{2}01\}$, moyen suivant $\{010\}$. **P.** sp. 3,9 à 4,0.

Caractères distinctifs. La malachite est aisément reconnaissable à sa couleur verte caractéristique et au fait qu'elle se présente souvent en masses concrétionnées, à texture fibroradiée. Elle diffère du chrysocolle (silicate de cuivre hydraté), de la phosphorochalcite (phosphate de cuivre) et des autres minéraux cuprifères de couleur

verte par son comportement dans l'acide chlorhydrique (elle dégage CO_2).

Examinée au chalumeau fond dans la flamme réductrice en donnant un globule de cuivre. Humectée par HCl , colore la flamme en bleu clair. Chauffée dans le tube dégage de l'eau et noircit. Soluble avec effervescence dans HCl . La solution bleuit après addition d'ammoniac en excès.

Origine et gisements. La malachite se forme exclusivement dans la zone d'oxydation des gîtes de sulfures de cuivre, surtout lorsque ceux-ci se trouvent dans les calcaires ou bien lorsque les minerais

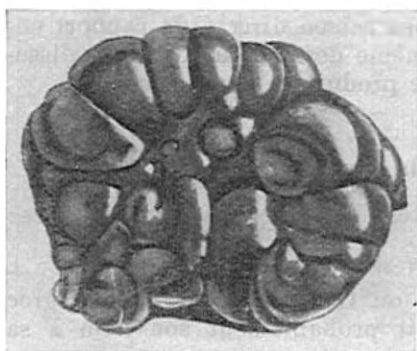


Fig. 229. Amas réniforme de malachite.



Fig. 230. Structure en zones concentriques de la malachite (surface polie).

primaires sont riches en carbonates. C'est le minéral de cuivre le plus répandu dans les minerais de cuivre oxydés. Elle résulte du remplacement des carbonates ou bien est un produit de remplissage des cavités où elle constitue des formations typiquement colloformes (concrétionnées). Les solutions imprégnant la partie superficielle des calcaires ou des carbonates de Ca et Mg créent un milieu nettement basique dans lequel les sulfates de cuivre apportés par les eaux sont probablement hydrolysés en réagissant avec les bicarbonates en solution.

En outre, les carbonates de cuivre peuvent aussi probablement se former par réaction lente du sulfate ou d'un hydrate de cuivre sur une solution saturée d'anhydride carbonique d'origine atmosphérique.

La malachite constitue souvent des pseudomorphoses en azurite, cuprite, cuivre natif et quelquefois en des minéraux tels que l'atacamite, la calcite, la chalcopryrite, etc. La malachite se rencontre souvent sous forme d'inclusions ou d'enduits dans la zone d'oxydation des gîtes cuprifères. Cependant, les concentrations importantes, en

particulier de variétés utilisables pour l'ornementation, sont devenues rares.

En U.R.S.S., deux gisements jouissaient d'une renommée mondiale : *Médnoroudianskoïé* et *Gouméchevskoïé*.

Le gisement Médnoroudianskoïé était unique au monde par sa richesse et par la beauté du dessin de la malachite apparaissant après polissage. La malachite utilisée pour le revêtement des célèbres colonnes de la cathédrale de St.-Isaac (à Léninegrad), de la salle de malachite du Palais d'Hiver, des tables de l'Ermitage, etc., provient de ce gisement. Le premier bloc de malachite, atteignant près de 50 t, fut découvert avec d'autres composés oxygénés du cuivre à une profondeur d'environ 70 m, dans des roches argileuses fortement ferrugineuses et altérées, le long du contact des skarns et des calcaires.

Le gisement Gouméchevskoïé est connu depuis la fin du XVIII^e siècle. Il a produit une quantité énorme d'une malachite d'ornementation magnifique qui garnissait les vitrines de nombreux musées de l'époque. La malachite en grands amas concrétionnés était enrobée dans des argiles rouges. Le grand bloc de malachite au dessin remarquable, atteignant environ 1,5 t, qui est exposé au Musée de l'Institut des Mines de Léninegrad, provient de ce gisement.

Importance pratique. Les variétés concrétionnées compactes que l'on rencontre parfois en masses importantes sont utilisées pour le revêtement de différents objets d'ornements et l'exécution de mosaïques : vases aux riches dessins et aux belles couleurs, coffrets, tables, etc. Les menus débris de malachite sont employés pour la préparation de peintures. Les variétés terreuses de malachite se présentant en mouchetures, de même que les autres minerais de cuivre oxydés, sont exploitées comme minerai de cuivre.

AZURITE — $\text{Cu}_3[\text{CO}_3]_2[\text{OH}]_2$ ou $2\text{CuCO}_3 \cdot \text{Cu}[\text{OH}]_2$. Du mot azur. Synonyme : chessylite.

Composition chimique. CuO 69,2 % (Cu 55,3 %), CO_2 25,6 %, H_2O 5,2%. Les cristaux sont assez purs chimiquement. Certains cristaux provenant du gisement Bérézovskoïé dans l'Oural contiennent, fait rare, des paillettes d'or natif secondaire.

Système monoclinique; prisme, sym. L^2PC . Gr. sp. $P2_1/c$ (C_{2h}^2). $a_0 = 4,96$; $b_0 = 5,83$; $c_0 = 10,27$. **Aspect des cristaux.** Les cristaux sont en forme de colonne ou de prisme court ainsi que de tablettes épaisses (fig. 231). On rencontre souvent des groupements drusiques de petits cristaux, des masses granulaires compactes, parfois des agrégats à texture radiée et des amas terreux (« bleu de cuivre »).

Couleur bleu foncé; les masses terreuses sont bleu clair. **Trait** bleu clair. **Eclat** vitreux. $N_g = 1,838$, $N_m = 1,758$ et $N_p = 1,730$. **Dureté** 3,5-4. **Fragile**. **Clivage** parfait suivant $\{001\}$, difficile suivant $\{100\}$. P. sp. 3,7-3,9.

Caractères distinctifs. Aisément reconnaissable à sa couleur bleue caractéristique et à son association avec la malachite et les autres composés oxygénés du cuivre.

Examinée au chalumeau fond aisément en donnant un globule de cuivre dans la flamme réductrice. Soluble avec effervescence dans les acides. Également soluble dans l'ammoniaque; la solution est bleu clair.

Origine. Se rencontre presque toujours en petites quantités en paragenèse avec la malachite, se déposant souvent après elle. Il est fréquent que soient réalisées des conditions dans lesquelles l'azurite

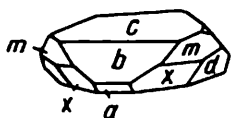


Fig. 231. Cristal d'azurite: c {001}, b {102}, a {100}, m {110}, x {112} et d {123}.

est moins stable que la malachite qui se substitue alors à elle. On a trouvé des pseudomorphoses de petits cristaux d'azurite en malachite. Remarquons que cette malachite de néoformation ne possède pas de structure fibroradiée et se présente sous forme de masse cryptocristalline compacte.

Importance pratique. De même que les autres composés oxygénés du cuivre, l'azurite est utilisée en métallurgie pour la fabrication de ce métal. Les concentrations importantes d'azurite pure peuvent être exploitées pour la préparation de la peinture bleue.

CARBONATES HYDRATÉS

Parmi les carbonates hydratés (c'est-à-dire ayant fixé des molécules H_2O) les plus répandus sont ceux de Na, Mg, U, etc. Nous n'examinerons ici que le carbonate hydraté de sodium.

NATRON — $Na_2CO_3 \cdot 10H_2O$. Synonyme: natrum.

Composition chimique. Na_2O 21,6 %, CO_2 15,4 %, H_2O 63,0 %. Peut contenir d'autres sels de sodium solubles à l'état d'impuretés mécaniques.

Système monoclinique; prisme, sym. L^2PC . **Structure cristalline** non étudiée. Les cristaux sont en forme de tablettes rhomboïdales. Se rencontre habituellement en agrégats granulaires.

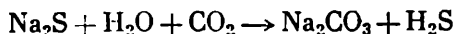
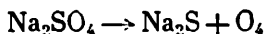
Couleur. Incolore, blanc ou gris. Éclat vitreux. $Ng = 1,440$, $Nm = 1,425$ et $Np = 1,405$.

Dureté 1-1,5. **Clivage** parfait suivant {100}. **P. sp.** 1,42-1,47. Précipite à partir de solutions saturées et pures de Na_2CO_3 , à la pression atmosphérique, dans l'intervalle de température de -2 à 32° .

Caractères distinctifs. Très soluble dans l'eau. L'attaque à HCl provoque un violent dégagement de CO_2 . Se déshydrate et blanchit à l'air. De même que de nombreux autres hydrates cristallins riches en eau, le natron fond ou plus exactement se dissout dans sa propre eau de cristallisation en laissant un dépôt de thermonatrite ($Na_2CO_3 \cdot$

·H₂O). Au cours de la fusion du résidu dans la boucle d'un fil de platine, la flamme se colore en un jaune intense (réaction du sodium).

Origine. Le natron se forme en quantités importantes dans certains lacs salins, riches en sodium, en présence d'un excès de CO₂ dissout. On suppose qu'il peut être un produit de la réaction de double décomposition entre Na₂SO₄ et le bicarbonate de calcium Ca[HCO₃]₂ provenant d'un apport extérieur. Il peut également être d'origine biochimique et résulter d'une réduction des sulfates par les micro-organismes suivie de l'action de l'anhydride carbonique avec dégagement d'H₂S, selon les réactions :



Le natron apparaît sous forme d'efflorescences et d'enduits à la surface des roches friables et des sols dans les pays au climat sec et chaud.

En U.R.S.S., tous les grands lacs à natron connus sont situés en Asie. Tels sont ceux de la steppe de *Koulounda* (au sud de Koulounda, Kazakhstan du Nord) dits Pétoukhovskié et Mikhaïlovskié. Dans ces lacs le dépôt du natron débute en automne, avec l'abaissement de la température (l'hiver on le recueille sur le fond). Dans le lac *Doroninskoïé* (Sibérie Orientale) le natron est exploité en hiver. Dans ce but, la saumure est pompée jusqu'à obtention d'une couche de 6 cm au-dessus de la surface de la glace. Au cours de la congélation de cette saumure le natron se dépose à la surface de la couche de glace inférieure. Après volatilisation de la glace superficielle (ce qui se produit sous l'effet des vents violents), le natron est rassemblé en tas, puis expédié vers les usines qui l'utilisent.

De grands lacs à natron se trouvent en Tripolitaine, en Egypte, en Iran, au Tibet, dans le Sud-Est de la Californie, etc.

Importance pratique. Le natron est employé dans les industries les plus diverses : savonnerie, verrerie, fabrication de peintures, industrie chimique et métallurgie. Dans les pays où les lacs à natron sont rares le natron est obtenu artificiellement à partir de la mirabilite et la halite.

Classe 3

SULFATES

Remarques générales. Avant tout, il est nécessaire de rappeler que la géochimie du soufre se caractérise par des particularités que l'on ne retrouve pas dans les autres éléments chimiques. Outre que cet élément est capable de former des molécules électriquement neutres composées de huit atomes S₈ (voir soufre natif), il forme aussi des

ions de charge variable, positifs et négatifs. Comme nous le savons, il existe des ions à charge négative S^{2-} (analogue de O^{2-}) et $[S_2]^{2-}$, produits de la dissociation électrolytique de H_2S . La formation des sulfures est en rapport avec ces anions. En milieu oxydant le soufre peut former la molécule SO_2 (gaz sulfureux), en solutions, les complexes anioniques $[SO_3]^{2-}$ et dans un milieu plus oxydant, $[SO_4]^{2-}$ dans lesquels figurent des cations S^{4+} et S^{6+} . Les corps cristallins correspondant aux combinaisons des métaux avec ces anions sont des sulfites (qui ne se rencontrent pas dans la nature) et des sulfates (qui sont largement répandus).

Ainsi donc, la formation des sulfates de métaux peut se produire seulement dans des conditions de concentration élevée de l'oxygène ou, comme on dit, lorsque, dans le milieu ambiant, la pression partielle de l'oxygène est élevée et la température relativement basse. Comme nous le savons, de telles conditions sont réalisées près de la surface terrestre et où se trouve justement la majeure partie de ces composés aussi bien d'origine endogène qu'exogène.

Bien que parmi les minéraux de cette classe nous observons une grande diversité de composés, le nombre des sulfates stables et abondants dans la nature reste relativement faible.

Pour un complexe anionique de dimensions aussi grandes que $[SO_4]^{2-}$ les structures cristallines ne sont stables que lorsqu'il se combine à de grands cations bivalents. Effectivement, comme nous le verrons, les sulfates les plus stables sont ceux de Ba, Sr et Pb. Des cations à rayons ioniques plus petits entrent dans la composition des sulfates seulement à l'état hydraté, c'est-à-dire enveloppés d'une « chemise » de molécules H_2O . Plus le cation est petit, plus le nombre de molécules H_2O , capable de se combiner avec lui, est grand. Pour les sulfates riches en eau la quantité H_2O , pour un seul et même type de composés, peut varier en fonction de la tension des vapeurs de H_2O dans le milieu externe. Par exemple, pour le sulfate ferreux il existe des sels avec sept, six, cinq et une molécules H_2O . Ils se distinguent les uns des autres par les particularités de leurs réseaux cristallins.

Les cations monovalents des métaux alcalins entrent dans la composition des sulfates simples naturellement en quantité double ou en association avec H^+ . Ils forment des structures cristallines instables et se dissolvent facilement dans l'eau (de même que les sulfates des petits cations bivalents).

Les sulfates des métaux trivalents, principalement Al^{3+} et Fe^{3+} , se rencontrent seulement sous forme de composés hydratés.

Les sels doubles et multiples des métaux mono-, bi- et trivalents sont largement répandus. Très souvent se rencontrent des sulfates à anions supplémentaires : le plus souvent $[OH]^-$, parfois Cl^- , $[CO_3]^{2-}$, $[PO_4]^{3-}$, etc. Ceci a lieu le plus souvent lorsque dans le composé entrent des métaux trivalents ou des cations Cu^{2+} ayant un fort pouvoir polarisant.

En conclusion notons quelques propriétés physiques communes pour cette classe de minéraux. Avant tout, l'attention est attirée, de même que pour les carbonates, sur l'absence des minéraux à dureté élevée. Parmi les sulfates, nous ne connaissons pas de minéraux dont la dureté dépasse 3,5. Pour les espèces minérales fortement hydratées, elle s'abaisse même à 2. Parmi les propriétés optiques des sulfates, comparativement aux sels des classes préalablement examinées, il faut noter les valeurs de biréfringence ($N_g - N_p$) beaucoup plus faibles. On rencontre même des minéraux optiquement isotropes. Ceci s'explique par le fait que les groupements tétraédriques SO_4 en comparaison avec les groupements plans CO_3 et NO_3 correspondent aux unités structurales isométriques. Il est assez caractéristique que dans les sulfates qui contiennent l'ion $[\text{CO}_3]^{2-}$ en qualité d'anion supplémentaire la biréfringence augmente (exemple, calédonite — $\text{Pb}_2\text{Cu}_2[\text{SO}_4]_3[\text{CO}_3](\text{OH})_6$).

Au cours de la description nous réunirons, comme d'habitude, les minéraux en groupes d'après la composition chimique et les types des structures cristallines. Cependant, ces groupes sont très peu nombreux pour les minéraux anhydres. Pour les autres minéraux, assez nombreux et de composition variée, il serait plus logique de les classer d'après la valence des cations, en réunissant les sulfates anhydres et hydratés.

1. Groupe de la barytine

Ce groupe comprend les sulfates de Sr, Ba et Pb qui ne se rencontrent pas à l'état naturel sous forme de sulfates hydratés. Le sulfate anhydre de calcium (anhydrite), bien qu'il cristallise dans le même système orthorhombique que les sulfates mentionnés, s'en distingue toutefois essentiellement par sa structure cristalline et par la forme des cristaux, ce qui s'explique par la dimension plus petite du rayon ionique de Ca^{2+} . L'anhydrite, par les conditions de sa formation dans la nature, étant liée très étroitement au sulfate hydraté de calcium (gypse), nous donnerons sa caractéristique détaillée avec celle du gypse.

BARYTINE — BaSO_4 . Du grec « barus » — lourd. Poids spécifique élevé et facilement perceptible à la main. Parmi les peu nombreux minéraux de baryum, la barytine constitue l'espèce principale, tandis que parmi les sulfates anhydres c'est le plus répandu après l'anhydrite.

Composition chimique. BaO 65,7 %, SO_3 34,3 %. Sous forme de corps isomorphes on y trouve Sr et Ca. Une variété à teneur élevée en strontium est nommée *barytocélestine*. On rencontre éventuellement des variétés riches en Pb et Ra (hokutolite). Parmi les impuretés on rencontre parfois Fe_2O_3 , des substances argileuses, organiques, etc.

Système orthorhombique; bipyramide rhombique, sym. $3L^23PC$. Gr. sp. $Pnma(D_{2h}^{16})$. $a_0 = 8,85$; $b_0 = 5,43$; $c_0 = 7,13$. **Structure cristalline.** Sur la figure 232 on a représenté la maille élémentaire en projection sur le plan (010). Les ions Ba^{2+} et S^{6+} sont disposés à des distances égales à $1/4$ et à $3/4$ de la hauteur b (voir les chiffres). Les groupements SO_4 constituent des tétraèdres réguliers quelque peu modifiés et, comme on peut le constater d'après les chiffres.

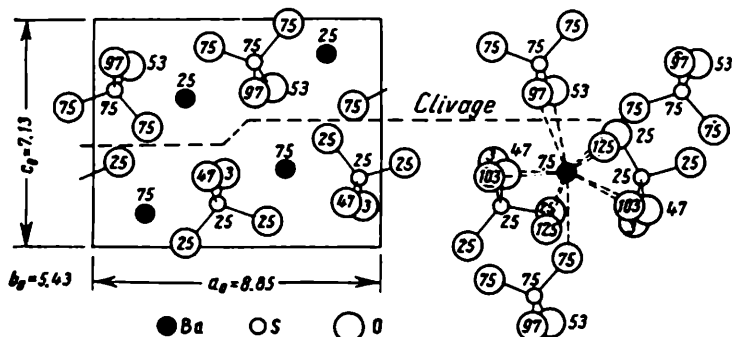


Fig. 232. Structure de la barytine en projection sur le plan (010).

orientés différemment. Chaque ion de Ba est entouré de douze ions d'oxygène qui appartiennent aux sept groupements SO_4 distincts (fig. 232, à droite).

Aspect des cristaux. Les cristaux de barytine s'assemblent fréquemment en masses de faciès lamellaires (fig. 233) par suite du développement de la face $\{001\}$. Plus rares sont les cristaux prismatiques,

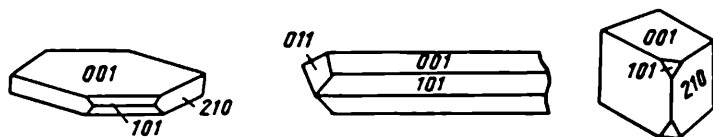


Fig. 233. Cristaux de barytine.

bacillaires (fig. 233), avec prédominance dans les prismes des faces $\{011\}$ ou $\{101\}$ en combinaison avec $\{001\}$ et les cristaux isométriques. Souvent, les combinaisons sont très variées. Macles rares; d'ordinaire, on observe des macles polysynthétiques qui se révèlent par des faces striées. **Etat d'agrégation.** Le plus souvent ce sont des masses granulaires, plus rarement compactes, cryptocristallines, terreuses. S'observent aussi en stalactites ou sous d'autres formes concrétionnées de structure zonée. On connaît des concrétions sphériques et ellipsoïdales à structure fibroradiée. Souvent, dans des cavités drusiques on rencontre de petits cristaux à bel effet.

Couleur. Les cristaux sont quelquefois incolores, limpides et transparents, mais généralement la barytine est colorée par des impuretés en blanc ou gris (inclusions microscopiques de gaz et de liquides), en rouge (oxyde de fer), jaune ou brun (probablement hydroxyde de fer), gris foncé et noir (substances bitumineuses), parfois en une teinte bleuâtre, verdâtre, etc. Eclat vitreux, sur les plans de clivage {010} nacré. $Ng = 1,648$, $Nm = 1,637$ et $Np = 1,636$.

Dureté 3-3,5. Fragile. Clivage parfait suivant {001}, moyen suivant {210} et imparfait suivant {010}. P. sp. 4,3-4,5.

Caractères distinctifs. Parmi les sulfates les plus répandus la barytine possède le poids spécifique le plus élevé (seule l'anglésite a un poids spécifique supérieur). Elle se caractérise par son clivage parfait dans une seule direction, l'insolubilité dans HCl même à chaud (à la différence des carbonates). Elle se distingue de certains silicates qui lui ressemblent par la nature du clivage et d'autres caractères, par une dureté sensiblement moindre. Il est difficile, sans essais chimiques, de la distinguer de la célestine.

Examinée au chalumeau elle décrépète et ne fond que sur le bord de minces esquilles en colorant la flamme en vert jaunâtre (coloration caractéristique du baryum). Fond avec la soude sur une lame de platine en une masse transparente qui se trouble en refroidissant (fondue sur le charbon cette masse s'étale et s'y imbibe). A la différence de la célestine, le sulfure de baryum qui se forme à la flamme réductrice, humecté de HCl, colore la flamme en vert jaunâtre au lieu de rouge-pourpre. En poudre, elle se dissout lentement dans H_2SO_4 concentré. Par addition d'eau la solution se trouble par suite de la formation du $BaSO_4$.

Origine et gisements. Dans la nature la barytine se forme par voies différentes mais seulement dans des conditions de pression partielle d'oxygène élevée et à des températures relativement basses. C'est pourquoi, de même que tous les autres sulfates anhydres, elle ne se rencontre pas en gisement magmatique dans les roches ignées ni dans les roches métamorphiques de profondeur.

Dans les gîtes *hydrothermaux*, elle est assez fréquente. Comme minéral accessoire elle se rencontre dans plusieurs gîtes de sulfures, de manganèse (avec la manganite, la braunite), de fer (avec la sidérose, l'hématite) et d'autres minerais. Des filons d'or à gangue de barytine sont connus. Il existe des filons presque purs de barytine, de calcite-barytine, barytine-fluorine avec un peu de quartz et de sulfures rares (galène, blende, chalcopryrite, parfois cinabre, etc.).

En faibles quantités et principalement sous forme de concrétions, la barytine se trouve aussi dans les roches *sédimentaires* mais dans d'autres conditions que l'anhydrite, le gypse et la célestine. Par exemple, elle ne se rencontre jamais dans les gisements de sel gemme, est extrêmement rare dans les calcaires, mais par contre existe dans les gîtes sédimentaires de manganèse (minerais oxydés et carbonatés),

de fer, dans les sédiments argileux, sablonneux et autres formations marines des zones littorales. Ceci est dû au fait que les sels solubles de baryum, évacués des continents par les eaux courantes, forment dans l'eau de mer, aussitôt entrés en contact avec des ions $[\text{SO}_4]^{2-}$, des sels pratiquement insolubles de sulfate de baryum. Des nodules de barytine ont été de même découverts dans les limons des mers actuelles.

Dans les zones d'*altération* des roches et des gisements situés dans des régions à climat aride une étude attentive révèle l'existence fréquente de petits cristaux de barytine de faciès colonnaire associés à du gypse et des hydroxydes de fer.

La barytine est un minéral chimiquement stable, elle existe souvent en gros fragments dans les éluvions et aussi dans les concentrés obtenus par lavage des alluvions. Cependant, comme tous les minéraux à clivage parfait et à faible dureté, elle subit un amincissement rapide et disparaît graduellement au cours de son transport dans les alluvions.

Des nombreux gisements de l'U.R.S.S. nous indiquerons seulement les plus importants. En Géorgie occidentale, dans les régions de *Koutaïssi*, *Bolnissi*, etc., dans les tufs et les roches effusives (porphyrites) il existe des filons de barytine. Les masses de barytine compactes à structure rubanée régulière ou colloforme contiennent les impuretés suivantes: calcite, quartz en quantité infime, éventuellement pyrite, chalcoppyrite et galène. Le gisement de *Kara-Kala* dans la R.S.S. de Turkménie (chaîne de Kopet-Dag) est également constitué d'une série de filons traversant des roches sédimentaires (grès, schistes argileux, etc.). Dans maints filons (Arpaklen) la barytine est associée à la withérite BaCO_3 qui localement constitue des pseudomorphoses de barytine.

Ailleurs un des plus grands gisements est celui de *Meggen* en Westphalie (Allemagne). Le gîte se présente en banc s'étendant sur près de 7 km dans la zone de contact du Dévonien moyen et supérieur et s'accompagne localement des dépôts de sulfures, principalement de pyrite. L'origine de ce gisement n'est pas encore établie exactement.

Importance pratique. La barytine trouve de larges applications dans différentes branches de l'industrie.

1. On l'incorpore sous forme d'une poudre finement moulue, pour les alourdir, aux boues de forage de pétrole dans le but de consolider les parois meubles des puits et combattre les éruptions gazeuses.

2. Matière première pour l'industrie chimique, elle sert à fabriquer divers sels et préparations utilisés en pyrotechnie, mégisserie (pour éliminer la laine), sucreries; pour la préparation du papier photographique, en céramique pour la production des émaux, fabrication des verres spéciaux à grand indice de réfraction, en médecine, etc.

3. Dans l'industrie du caoutchouc et du papier elle sert de charge et d'alourdissant.

4. Dans l'industrie des laques et des couleurs la barytine s'emploie pour la fabrication des peintures blanches de haute qualité (en mélange avec ZnO et ZnS) et d'autres couleurs.

5. Comme composant principal de l'enduit protecteur des murs de laboratoires de rayons X protégeant le personnel contre l'action nocive des rayons de Röntgen.

6. Le baryum métallique s'emploie pour la préparation de certaines lampes de radio.

CÉLESTINE — SrSO_4 . De « caelestis » — en latin céleste (les premiers échantillons trouvés avaient une couleur bleu de ciel). Se rencontre rarement, mais parmi les minéraux de strontium c'est l'espèce principale.

Composition chimique. SrO 56,4 %, SO_3 43,6 %. Quelquefois contient Ca et Ba (souvent en quantité notable).

Système orthorhombique; bipyramide rhombique, sym. $3L^23PC$. Gr. sp. $Pnma(D_{2h}^{16})$. $a_0 = 8,36$; $b_0 = 5,36$; $c_0 = 6,84$.

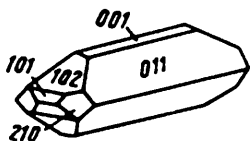


Fig. 234. Cristal de célestine.

Structure cristalline identique à celle de la barytine. **Aspect des cristaux.** De faciès très proche de celui de la barytine. Habituellement, en cristaux laminaires, bacillaires ou prismatiques (fig. 234). **Etat d'agrégation.** Le plus souvent en masses granulaires, plus rarement bacillaires, veinées et en rubanement concrétionné. Se rencontre en rognons, concrétions et dans des cavités géodiques.

Couleur blanc bleuté ou gris bleuté, plus rarement avec reflet rougeâtre ou jaunâtre. Parfois, on trouve des cristaux incolores et limpides.

Eclat vitreux, sur les plans de clivage, chatoiement nacré. $N_g = 1,631$, $N_m = 1,624$ et $N_p = 1,622$.

Dureté 3-3,5. Fragile. **Clivage** parfait suivant $\{001\}$, moyen suivant $\{210\}$ et difficile suivant $\{010\}$. P. sp. 3,9-4,0.

Caractères distinctifs. En masses grenues se distingue des carbonates Mg , Ca , Sr , Ba , etc., par son comportement aux acides (la dissolution à chaud des carbonates s'effectue avec un dégagement de CO_2). Ressemble à l'anhydrite parfois par sa couleur mais en diffère par les directions de clivage et son poids spécifique élevé. Se distingue difficilement de la barytine. La réaction du strontium est caractéristique.

Examinée au chalumeau fond en une perle blanche et colore la flamme en rouge-pourpre surtout après avoir été humectée par HCl (réaction du strontium). Sur le charbon avec la soude donne un hépar. Se dissout dans H_2SO_4 concentré. La solution devient trouble par addition d'eau.

Origine et gisements. Sous forme de nodules, de nids, parfois d'amas continus, la célestine se rencontre en concentrations plus ou moins importantes dans les roches sédimentaires (dolomies, calcai-

res, argiles à gypse, marnes, etc.). Ses découvertes correspondent souvent à des étages bien déterminés de ces roches.

Elle a été décelée dans des organismes marins, en particulier dans les squelettes d'un groupe de radiolaires. Parfois, elle se retrouve dans des coquilles d'ammonites et autres fossiles comme résultat d'un dépôt postérieur.

Il est vrai que l'on connaît de très rares mais typiques filons hydrothermaux de célestine contenant de la galène, de la blende et autres sulfures. Elle s'observe aussi dans les amygdales des roches ignées.

La célestine se rencontre assez fréquemment en concrétions dans les formations *sédimentaires* gypsifères du Permien répandues en U.R.S.S. dans la région d'*Arkhangelsk*, de la Haute et de la Moyenne *Volga*, la *Bachkirie*, la région d'*Orenbourg*, etc. Elle est connue en de nombreux points de la région *Transcaspienne*, etc.

Parmi les gisements des autres pays mentionnons les grands gisements de célestine dans les régions de *Bristol* (Angleterre), en *Westphalie* et à *Waldeck* (Allemagne).

Importance pratique. La célestine est la principale source des sels de strontium employés en pyrotechnie (pour l'obtention de la flamme rouge-pourpre) et dans l'industrie chimique : du sucre (oxyde de strontium pour l'extraction du sucre de la mélasse), du verre et de la céramique (pour la fabrication des verres irisés et des briques glaçurées spéciales), etc. Depuis quelques temps on a commencé à utiliser le strontium métallique dans la production des alliages spéciaux, par exemple en l'additionnant au cuivre pour augmenter sa solidité et son homogénéité (la conductibilité électrique n'est pas diminuée).

ANGLÉSITE — PbSO_4 . Tire son nom de l'île d'Anglesey (Pays de Galles) où l'espèce a été d'abord reconnue.

Composition chimique. PbO 73,6 % (Pb 68,3 %), SO_3 26,4 %. En général sans impuretés. On connaît une variété riche en BaO (8,45 %).

Système orthorhombique ; bipyramide rhombique, sym. $3L^23PC$. Gr. sp. $Pnma(D_{2h}^{16})$. $a_0 = 8,45$; $b_0 = 5,38$; $c_0 = 6,93$.

Structure cristalline identique à celle de la barytine. **Aspect des cristaux.** Les cristaux d'anglésite présentent souvent de nombreuses modifications de faces. Ordinairement, ils ont un faciès tabulaire (fig. 235), plus rarement ils sont en prismes courts ou en pyramides. Les gros cristaux sont généralement rares. **Etat d'agrégation.** Le plus souvent en croûtes cristallisées sur la galène, en druses remplies de mêmes cristaux, en masses compactes granulaires ou terreuses.

Couleur. Incolore et souvent limpide. Quelquefois colorée en gris, jaune ou brun (hydroxydes de fer). La couleur noire observée parfois est due aux inclusions microscopiques de la galène non altérée. **Eclat** adamantin. $Ng = 1,894$; $Nm = 1,882$ et $Np = 1,877$.

Dureté 2,5-3. Assez fragile. **Clivage** moyen suivant $\{001\}$, difficile suivant $\{210\}$ et $\{010\}$. **P. sp.** 6,1-6,4.

Caractères distinctifs. Poids spécifique élevé, éclat adamantin, association étroite avec la galène dans des minerais oxydés et comportement au chalumeau.

Examinée au chalumeau décrépité et fond facilement. Sur le charbon avec la soude donne un hépar et ensuite, en flamme réductrice, un globule de plomb. Se dissout seulement à chaud dans H_2SO_4 concentré. Cependant, dans KOH se dissout entièrement (différence avec la célestine et la barytine).

Origine et gisements. Comme produit d'oxydation de la galène et autres sulfures de plomb difficilement soluble l'anglésite se forme principalement dans les *zones d'oxydation* des gisements de sulfures de plomb et de zinc, très souvent en association avec la cérusite $PbCO_3$ beaucoup plus répandue.

Comme nous le montre l'étude au microscope, l'anglésite est le premier composé oxygéné du plomb qui se forme lors de l'oxydation de la galène à sa périphérie et le long des plans de clivage d'après le schéma: $PbS + O_2 = PbSO_4$. Toutefois, attaquée par l'acide carbonique, l'anglésite à son tour se transforme facilement en carbonate de plomb, la cérusite ($PbCO_3$). Ces deux minéraux, en raison de leur faible solubilité dans l'eau, entourent habituellement les fragments homogènes de galène d'une croûte blanche qui préserve les parties centrales de la galène¹ de l'oxydation ultérieure. Ceci explique le fait que lorsqu'on casse les nodules blancs de forme arrondie et paraissant être du minerai de plomb entièrement oxydé, on découvre souvent à l'intérieur de la galène intacte.

Il est caractéristique aussi que la teneur globale en plomb des zones d'oxydation est toujours supérieure à celle des minerais sulfurés primaires. Cela résulte du fait que le compagnon habituel de la galène, la blende, de même que les sulfures de cuivre en s'oxydant se transforment en sulfates facilement solubles et sont, par conséquent, évacués, ce qui provoque l'enrichissement des minerais oxydés en plomb.

L'anglésite peut aussi se former par voie *hydrothermale* mais dans des conditions particulières. En beaux cristaux, souvent d'assez grande taille, elle se rencontre dans des gisements de plomb et de zinc où la précipitation des minerais, à en juger d'après la paragenèse des minéraux et la forme des agrégats cristallins, pouvait bien s'effec-

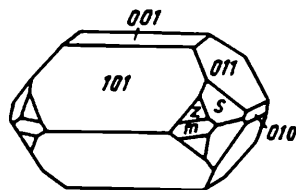


Fig. 235. Cristal d'anglésite: s $\{232\}$, m $\{210\}$, z $\{211\}$.

¹ C'est sur cette propriété qu'on a basé en conservant de l'acide sulfurique dans des récipients dont les parois internes sont recouvertes d'une couche de plomb métallique: la mince pellicule insoluble de $PbSO_4$ qui se forme est si compacte qu'elle préserve le plomb de la transformation ultérieure en sulfate.

tuer près de la surface (vraisemblablement pendant le brassage avec les eaux vadoses saturées d'oxygène libre). Tels sont, par exemple, les gisements de Carinthie (Alpes Orientales) où des cristaux d'anglésite se rencontrent dans des cavités de roches avec des sulfures de Fe, Zn et Pb non oxydés.

L'anglésite est toujours présente dans les zones d'oxydation de tous les gisements de sulfures de plomb en plus ou moins grande quantité. Nous ne nous bornerons qu'à indiquer seulement les beaux cristaux maintes fois décrits par les minéralogues soviétiques provenant du gisement aurifère Bérézovskoïé (Oural), des gisements de l'Altai, de Nertchinsk (Transbaïkalie orientale), etc.

Importance pratique. L'anglésite extraite des zones d'oxydation des gisements de plomb est envoyée à la fonderie avec les autres composés oxygénés de plomb.

Généralisation. Faisons le bilan des principales propriétés distinctives des minéraux du groupe de la barytine, anhydrite incluse. Comme cela ressort des données du tableau 11, le sulfate de plomb se distingue nettement par ses propriétés des autres sulfates analogues de métaux. Les conditions de sa formation dans la nature sont aussi essentiellement différentes. Les sulfates de Ca, Sr et Ba se distinguent nettement les uns des autres par le poids spécifique et l'indice de réfraction.

Tableau 11

Principales propriétés des minéraux du groupe de la barytine

Minéral	Dureté	P.sp.	Couleur	Eclat	Ng	Nm	Np
Anhydrite — CaSO_4	3-3,5	2,9	Blanc	Vitreux	1,614	1,576	1,571
Célestine — SrSO_4	3-3,5	3,9	Bleu ciel	»	1,631	1,624	1,622
Barytine — BaSO_4	3-3,5	4,5	Blanc	»	1,648	1,637	1,636
Anglésite — PbSO_4	2,5-3	6,3	»	Adaman- tin	1,894	1,882	1,877

2. Anhydrite et gypse

Ces deux minéraux par leurs propriétés physiques et chimiques occupent une place à part parmi les sulfates anhydres et hydratés, mais ils sont étroitement liés l'un à l'autre par les conditions de leur formation et de leur gisement. Pour cette raison, nous les décrirons ensemble.

Obtenu facilement de façon artificielle ce que l'on appelle le semi-hydrate de calcium est un composé non encore déterminé avec une entière certitude à l'état naturel.

ANHYDRITE — CaSO_4 . Comme le nom l'indique (« anhydre ») ce minéral ne contient pas d'eau à la différence du gypse.

Composition chimique. CaO 41,2 %, SO₃ 58,8 %. Contient assez souvent du strontium.

Système orthorhombique; bipyramide rhombique, sym. $3L^23PC$. Gr. sp. $Cmcm$ (D_{2h}^{17}). $a_0 = 6,94$; $b_0 = 6,97$; $c_0 = 6,20$. **Structure cristalline.** Elle est représentée sur les figures 236 et 237 et sa vue en perspective sur la figure 238. Les ions S⁶⁺ sont disposés au centre de groupements tétraédriques O²⁻ et chaque ion Ca²⁺ est entouré de huit ions d'oxygène. Il est caractéristique que les grandeurs

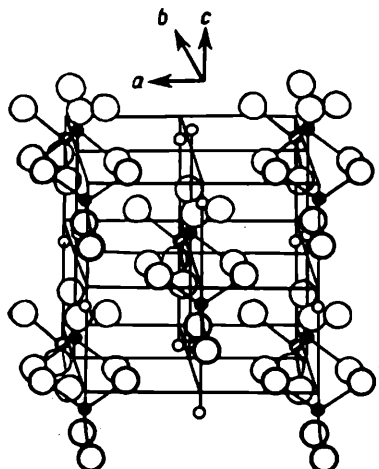


Fig. 236. Structure de l'anhydrite.

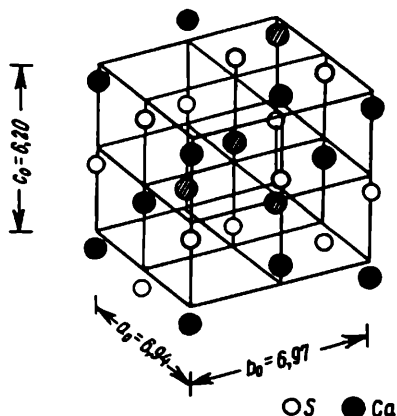


Fig. 237. Arrangement dans la structure cristalline de l'anhydrite des ions de soufre et de calcium. Les ions de Ca figurés en noir correspondent à ceux de ces ions qui sont visibles sur la fig. 238.

a et b dans la maille élémentaire sont presque égales. Cependant, la structure ne peut être considérée comme pseudo-quadratique suivant l'axe c , car l'arrangement des ions dans le plan (010) à gauche sur la figure 237, et dans le plan (100), au premier plan de la figure, est différent. La face (010) est centrée, alors que dans la face (100) les ions Ca²⁺ et [SO₄]²⁻ ne constituent pas de rangées parallèles. **Aspect des cristaux.** En tablettes épaisses ou en prismes (fig. 239). Les cristaux bien formés sont rares. **Etat d'agrégation.** Habituellement en masses compactes granulaires, quelquefois bacillaires.

Couleur blanche, souvent avec reflet bleu, grisâtre, parfois rougeâtre. On rencontre des cristaux incolores et limpides. **Eclat** vitreux, sur les plans de clivage (010) nacré, se manifestant surtout au chauffage des échantillons. $N_g = 1,614$, $N_m = 1,576$ et $N_p = 1,571$.

Dureté 3-3,5. **Clivage** parfait suivant {010}, moyen suivant {100} et {001}. Suivant ces trois directions rectangulaires on obtient assez facilement par clivage des cristaux cubiques. **P. sp.** 2,8-3,0

(pour les variétés transparentes 2,96). **Autres propriétés.** En présence d'eau et à la pression atmosphérique normale elle se transforme graduellement en gypse en augmentant fortement de volume (jusqu'à 30 %). Au cas où la pression extérieure augmente cette transformation devient plus difficile.

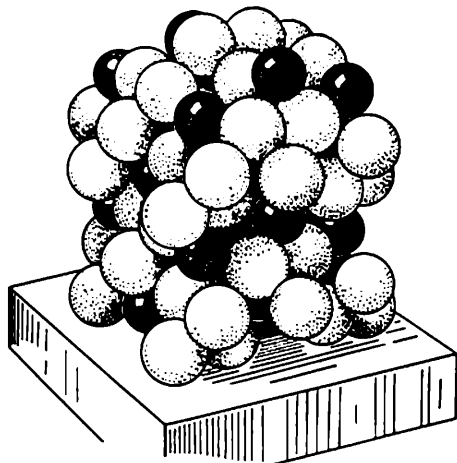


Fig. 238. Vue en perspective de la maille de l'anhydrite orientée de la même façon que sur la figure 237 (comp. la disposition des cations Ca).

Caractères distinctifs. Des autres sulfates de ce groupe l'anhydrite se distingue par le poids spécifique le plus faible, les directions des plans de clivage ainsi que par les propriétés optiques (en particulier par la double réfraction). Elle se distingue des carbonates marmorisés (calcite, dolomite, magnésite) par l'absence de dégagement de CO_2 sous l'action des acides et du gypse par sa dureté (ne se raie pas à l'ongle).

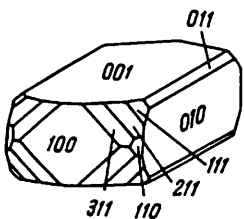


Fig. 239. Cristal de l'anhydrite.

Examinée au chalumeau fond en un émail blanc, colorant la flamme en jaune rougeâtre. Ne fond pas avec la soude et n'imbibe pas le charbon (différence avec la barytine), cependant se décompose en donnant un hépar sulfureux qui noircit la lame

d'argent. En poudre est soluble dans H_2SO_4 . Contrairement aux sulfates anhydres de Ba, Sr et Pb la solution additionnée d'une faible quantité d'eau ne se trouble pas. Faiblement soluble dans HCl.

Origine et gisements. D'énormes masses d'anhydrite se rencontrent dans les roches sédimentaires. Comme produit de précipitation chimique (dans les lagunes et bassins marins en voie d'assèchement) l'anhydrite est presque constamment accompagnée de gypse. Elle

se transforme assez facilement en gypse lorsque ses couches affleurent en surface. Il est établi, d'après les données de nombreux sondages et travaux miniers, que cette transformation a lieu jusqu'à 100-150 m de profondeur (au-delà gisent des masses d'anhydrite). Il est évident qu'à des grandes profondeurs la pression des roches sus-jacentes est si forte que l'augmentation du volume de la masse minérale accompagnant la transformation de l'anhydrite en sulfate hydraté (gypse) ne peut se produire.

Très souvent l'anhydrite se rencontre dans les gisements salifères aussi bien en cristaux isolés qu'en couches ou passées parfois extrêmement fines (épaisseur d'une feuille de papier), alternant avec la halite, la sylvinite, la carnallite, etc.

Elle s'observe assez rarement dans certains filons *hydrothermaux* et éventuellement dans des gîtes pyrométasomatiques. Il convient de mentionner également son existence dans les cavités des laves dans les régions à activité volcanique.

Il est assez probable que les épaisses assises d'anhydrite découvertes dans des régions gypsifères ont été formées par déshydratation, sous une forte pression des roches sus-jacentes, des assises de gypse déposées originairement dans des bassins salifères. Cependant, dans les roches métamorphiques plus profondes l'anhydrite, de même que les autres sulfates, est généralement absente.

D'importantes concentrations d'anhydrite situées en profondeur sont répandues dans les formations gypsifères d'âge permien tout le long de l'Oural Occidental, dans les régions d'Arkhangelsk, Vologda, Kouïbychev, Gorki, Donbass, etc.

Importance pratique. L'anhydrite, comme le gypse, est utilisée principalement dans la production des liants (ciments). En outre, les variétés compactes et finement cristallisées s'emploient comme pierre d'ornementation.

GYPSE — $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. De « gupsos » — ancienne dénomination grecque du minéral.

Composition chimique. CaO 32,5 %, SO_3 46,6 %, H_2O 20,9 %. Habituellement pur. Comme impuretés mécaniques contient des substances argileuses et organiques (gypse odorant), des grains de quartz et éventuellement des sulfures, etc.

Système monoclinique; prisme, sym. L^2PC . Gr. sp. $A2/n(C_{2h}^6)$. $a_0 = 10,47$; $b_0 = 15,12$; $c_0 = 6,28$; $\beta = 98^\circ 58'$. **Structure cristalline.** Les études aux rayons X ont nettement décelé une structure lamellaire dans ce minéral. Deux lamelles de groupements anioniques $[\text{SO}_4]^{2-}$ étroitement liées aux ions Ca^{2+} (fig. 240), forment des couches doubles, orientées suivant le plan (010). Sur la figure ces couches sont disposées perpendiculairement au plan du dessin et se succèdent dans le sens vertical (les traces de clivage sont indiquées en pointillé). Les molécules H_2O occupent les sites entre les doubles couches. Ceci explique aisément le clivage parfait si caractéristique pour le gypse. Chaque

ion de calcium est entouré de six ions d'oxygène appartenant aux groupements SO_4 et de deux molécules d'eau. Chaque molécule d'eau lie l'ion Ca à un ion O dans cette même double couche et à un autre ion O dans la couche voisine (fig. 240).

Aspect des cristaux. Les cristaux, grâce au développement prépondérant des faces $\{010\}$, ont un faciès tabulaire (fig. 241), rarement bacillaire ou prismatique. Les prismes les plus fréquents sont $\{110\}$ ou $\{111\}$, parfois $\{120\}$, etc. Les faces $\{110\}$ et $\{010\}$ possèdent souvent des stries verticales. Les macles sont fréquentes et de trois types : 1) l'association gauloise suivant (100), 2) l'association de Paris suivant (101) et 3) l'association suivant $(\bar{2}09)$. Il n'est pas toujours facile de les distinguer les unes des autres. Les deux premières macles rappellent la queue d'hirondelle ou le fer de lance (fig. 242). Dans les macles gauloises (fig. 243) les arêtes du prisme m $\{110\}$ sont parallèles au plan de macle et les arêtes du prisme l $\{111\}$ forment un angle rentrant, tandis que dans les macles de Paris les arêtes l $\{111\}$ sont parallèles à la trace d'accolement (fig. 244).

Etat d'agrégation. Se rencontre en druses de cristaux dans les cavités de roches. Les agrégats compacts finement cristallisés sont courants. Dans les fentes on observe parfois des masses fibreuses de gypse à reflet soyeux, dont les fibres parallèles se disposent perpendiculairement aux parois des cavités et qui rappellent les veines d'asbeste. Dans l'Oural, ce gypse porte le nom de sélénite. Lorsque le gypse cristallise dans des roches friables et sablonneuses, il renferme, en inclusions, de nombreux grains de quartz, nettement visibles sur les plans de clivage des gros cristaux (gypse dit de Répétex, d'après une localité de R.S.S. de Turkménie).

Couleur. Le gypse est blanc. Certains individus sont limpides et incolores. Quelquefois il est gris, jaune miel, rouge, brun et noir (suivant la couleur des inclusions). **Eclat** vitreux, sur les plans de clivage, nacré. $N_g = 1,530$, $N_m = 1,528$ et $N_p = 1,520$.

Dureté 1,5 (se raie à l'ongle). Assez fragile. **Clivage** suivant $\{010\}$ de haute perfection, suivant $\{100\}$ et $\{011\}$ parfait; les fragments obtenus par clivage sont de forme rhombique avec des angles 66 et 114°. **P. sp.** 2,3. **Autres propriétés.** Possède une assez forte solubilité dans l'eau. Une particularité remarquable du gypse est que sa solubilité passe par un maximum à la température de 37-38° et tombe ensuite assez rapidement (fig. 245). La solubilité devient très faible aux températures supérieures à 107° par suite de la formation du « semi-hydrate » $-\text{CaSO}_4 \cdot 1/2\text{H}_2\text{O}$.

Chauffé à la pression atmosphérique, ainsi que le montrent les diagrammes température-composition, le gypse commence à perdre son eau vers 80-90° et aux températures de 120-140° se transforme entièrement en semi-hydrate, dit plâtre de construction ou plâtre à modeler. Ce semi-hydrate, mélangé avec de l'eau, donne une pâte semi-liquide qui durcit très vite et se dilate en dégageant de la chaleur.

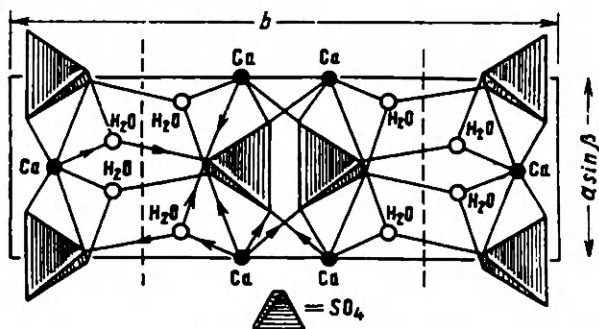


Fig. 240. Structure du gypse en projection sur le plan perpendiculaire à l'axe c . En pointillés, traces de clivage.

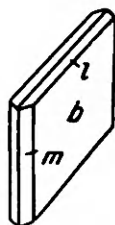


Fig. 241. Cristal en tablette du gypse: b {010}, l {111}, m {110}.

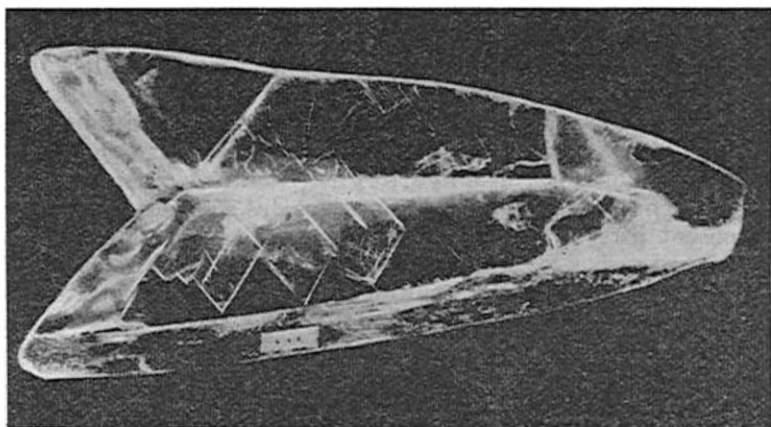


Fig. 242. « Queue d'hirondelle », une macle transparente de gypse.

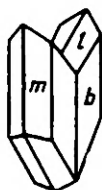


Fig. 243. Macle gauloise suivant (100). m {110}, l {111}, b {010}.

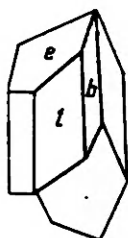


Fig. 244. Macle de Paris suivant (101). l {111}, b {010}, c {103}.

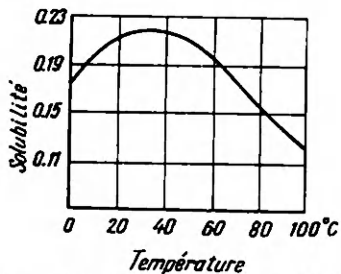


Fig. 245. Courbe de la solubilité du gypse en fonction de la température.

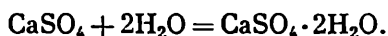
Caractères distinctifs. Pour le gypse en cristaux le clivage parfait suivant {010} et la faible dureté (se raie à l'ongle) sont très caractéristiques. Les masses compactes ayant l'aspect de marbre et les masses fibreuses se reconnaissent à leur faible dureté et l'absence de dégagement de CO₂ une fois humecté par HCl.

Examiné au chalumeau il perd son eau, décrépité et fond en émail blanc. Sur le charbon en flamme réductrice donne CaS. Dans l'eau, acidulée avec H₂SO₄, se dissout plus facilement que dans l'eau pure. Cependant, lorsque la concentration de H₂SO₄ dépasse 75 g/l la solubilité diminue brusquement. Peu soluble dans HCl.

Origine et gisements. Dans la nature le gypse se forme par diverses voies.

1. En masses considérables en formations *sédimentaires* par dépôt dans les bassins marins et les bassins lacustres salés en cours d'assèchement. De même que NaCl le gypse ne peut précipiter que lors des premières phases de l'évaporation tant que la concentration des sels dissous n'est pas trop élevée. Mais lorsque la concentration des sels, en particulier de NaCl et surtout de MgCl₂, atteint un certain degré, c'est l'anhydrite au lieu du gypse qui va cristalliser suivie par les autres sels plus solubles. Par conséquent, le gypse dans ces bassins doit appartenir aux dépôts chimiques se précipitant en premier. En effet, dans de nombreux gisements de sel gemme les couches de gypse (et aussi d'anhydrite) alternant avec des couches de sel se disposent dans les parties inférieures des gîtes et, dans certains cas, reposent directement sur les calcaires de formation chimique.

2. Des masses assez importantes de gypse résultant de l'*hydratation de l'anhydrite* apparaissent dans les roches sédimentaires sous l'action des eaux superficielles et dans les conditions de pression relativement basse (en moyenne jusqu'à la profondeur de 100-150 m) suivant le schéma :



En même temps il se produit une forte augmentation du volume (jusqu'à 30 %) qui est la cause de nombreuses et complexes perturbations locales des conditions de gisement des masses gypsifères. C'est de cette manière que s'est formée la majorité des gîtes de gypse importants du globe terrestre. Dans les cavités parmi des masses compactes de gypse, il se rencontre parfois des nids de gros cristaux souvent transparents.

3. Dans les régions désertiques et semi-désertiques, le gypse se rencontre très souvent sous forme de filonnets et de nodules au sein du manteau de débris superficiel constitué par les produits d'altération de roches les plus diverses. Il n'est pas rare qu'il se forme aussi sur des calcaires sous l'action des eaux enrichies en acide sulfurique ou en sulfates dissous. Enfin, il se rencontre dans les zones d'oxydation des gîtes de sulfures mais en quantité moins grande qu'on aurait pu l'escompter. Le fait est que dans la majorité des cas

on trouve dans les minerais sulfureux, en quantité plus ou moins grande, la pyrite ou la pyrrhotine dont l'oxydation (surtout de la pyrite) augmente sensiblement la teneur en acide sulfurique des eaux superficielles. Dans les eaux ainsi acidulées par l'acide sulfurique la solubilité du gypse augmente sensiblement. Pour cette raison, dans nombre de gisements le gypse apparaît plus souvent dans les parties supérieures des zones des minerais primaires où il remplit les fentes avec d'autres sulfates.

4. Comme minéral typiquement *hydrothermal* le gypse se rencontre assez rarement ; il apparaît alors dans les gisements de sulfures formés dans des conditions de basses pressions et températures. Dans ces gîtes il se trouve parfois dans les cavités en gros cristaux contenant des inclusions de chalcopyrite, pyrite, blende et autres minéraux.

Souvent des pseudomorphoses de calcite, aragonite, malachite et quartz ont été observées en gypse de même que des pseudomorphoses de gypse en d'autres minéraux.

Les gisements sédimentaires du gypse se rencontrent partout sur le globe terrestre et correspondent aux formations d'âge divers. Nous n'en ferons pas le recensement mais indiquerons seulement que sur le territoire de l'U.R.S.S. des bancs puissants de gypse d'âge permien existent dans l'Oural occidental, les R.S.S.A. de Bachkirie et de Tatarie, les régions d'Arkhangelsk, de Vologda, de Gorki, etc. De nombreux gisements du Jurassique supérieur ont été découverts dans le Caucase du Nord, au Daguestan, en Turkménie, au Tadjikistan, en Ouzbékistan.

Importance pratique. Elle est très grande, surtout dans le bâtiment.

1. Le gypse semi-calciné ou plâtre à modeler s'emploie pour faire des moulages, du stuc, les moulures servant d'ornement pour les corniches, à préparer le revêtement des plafonds et des murs, en chirurgie, dans l'industrie du papier à la fabrication des papiers blancs compacts, etc. Dans le bâtiment il est utilisé comme liant des briques et des pierres, pour le carrelage des planchers, la fabrication des briques, des dalles d'appui des fenêtres, des escaliers, etc.

2. Le gypse cru (naturel) trouve principalement son utilisation dans l'industrie du ciment comme additif au ciment Portland, comme matériau pour les statuaire et divers objets d'ornement (surtout la sélénite de l'Oural), dans la fabrication des couleurs, émaux, glaçure, pour le traitement métallurgique des minerais oxydés du nickel, etc.

3. Sulfates des métaux alcalins

Nous décrirons également ici, outre le sulfate anhydre et hydraté de sodium (thénardite et mirabilite) les sels doubles des métaux alcalino-terreux (polyhalite et kaïnite).

THÉNARDITE — Na_2SO_4 . **Composition chimique.** Na_2O 43,7 %, SO_3 56,3 %. Parfois contient en faibles quantités K_2O et sous forme d'impuretés mécaniques — CaSO_4 .

Système orthorhombique; bipyramide rhombique, sym. $3L^*3PC$. Gr. sp. $Fddd (D_{2h}^{14})$. $a_0 = 9,75$; $b_0 = 12,29$; $c_0 = 5,85$. Les cristaux ont un faciès bipyramidal (fig. 246), parfois tabulaire grâce au développement du pinacoïde $\{001\}$ et du prisme $\{101\}$. Macles fréquentes (fig. 246). Se rencontre assez souvent en druses ou en amas granulaires. **Couleur.** Incolore, transparente, parfois avec reflet rougeâtre. **Eclat vitreux.** $N_g = 1,485$, $N_m = 1,474$ et $N_p = 1,464$.

Dureté 2-3. Fragile. **Clivage** suivant $\{010\}$ parfait, suivant $\{101\}$ net et suivant $\{100\}$ imparfait. **P. sp.** 2,66. **Autres propriétés.** Soluble dans l'eau. Dans les solutions sursaturées (dans l'eau pure)

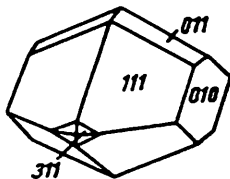
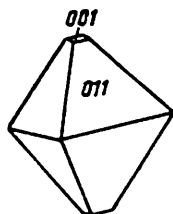


Fig. 246. Cristal bipyramidé et macle de thénardite.

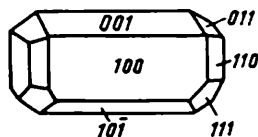


Fig. 247. Cristal de mirabilite.

précipite seulement aux températures supérieures à $32,5^\circ$. Au-dessous de cette température c'est la mirabilite $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ qui cristallise. Pour cette raison, à température ordinaire et dans l'air humide la thénardite s'hydrate et se couvre d'une croûte blanche de sulfate de sodium hydraté. S'effleurit avec le temps.

Caractères distinctifs. En cristaux se distingue des minéraux avec lesquels elle est associée (mirabilite, astrakhanite, etc.) par le système de symétrie et en amas granulaires, par les réactions chimiques.

Examinée au chalumeau fond et colore la flamme en jaune intense (réaction du Na). Se dissout facilement dans l'eau. Goût saumâtre.

Origine et gisements. Se forme avec la mirabilite dans certains lacs salés en voie d'assèchement précipitant en cristaux d'une solution sursaturée en ions Na et SO_4 . Elle résulte de même de la déshydratation de la mirabilite, par exemple, des couches supérieures des accumulations du composé formées par les vagues durant les tempêtes (mer Caspienne) ou des dépôts ensevelis (de formation ancienne) de sulfate de sodium et aussi en pays désertiques et chauds.

Comme produit de l'activité des fumerolles, elle se rencontre dans certaines régions volcaniques (Vésuve).

Le grand gisement de thénardite de *Kuren-Dag* d'âge pliocène se situe dans la région Transcaspienne près de la station Azoun-Sou.

Elle s'y trouve avec la mirabilite en lentilles dans les dépôts argilo-sableux. Elle est connue également dans les lacs actuels de la steppe de *Koulounda* (Nord-Est du Kazakhstan), au Nord de la Caspienne (lac de Chachine, etc.), dans la région de *Chémakha* (Transcaucasie), etc.

Importance pratique. Elle est extraite avec la mirabilite et s'emploie dans l'industrie du verre, de la soude et autres industries.

MIRABILITE — $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$. Ancien nom *sal mirabile Glauberi* (« sel admirable de Glauber »). Synonyme: sel de Glauber.

Composition chimique. Na_2O 19,3 %, SO_3 24,8 %, H_2O 55,9 %. Plusieurs propriétés du minéral sont dues à l'abondance de l'eau de cristallisation.

Système monoclinique; prisme, sym. L^2PC . Les cristaux ont un faciès en prismes aplatis suivant l'axe *b* ou l'axe *c* (fig. 247). Se rencontre habituellement en masses granulaires compactes et sous forme de croûtes et d'enduits.

Couleur. Incolore et transparente mais quelquefois opaque, blanche avec reflet jaunâtre, bleuâtre ou verdâtre. Eclat vitreux. Indices de réfraction très faibles: $N_g = 1,398$, $N_m = 1,396$ et $N_p = 1,394$.

Dureté 1,5-2. Très fragile. Clivage parfait suivant {100}. Casure conchoïdale suivant les autres directions. **P. sp. 1,48.** Autres propriétés. A l'air sec perd peu à peu toute l'eau et, en se transformant en thénardite, donne une efflorescence blanche. Saveur fraîche, légèrement amère et salée.

Caractères distinctifs. De tous les sulfates et chlorures hydratés facilement solubles dans l'eau, ce minéral riche en eau de cristallisation possède le plus faible poids spécifique et les plus faibles indices de réfraction. De la soude ($\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$) il se distingue par l'absence de dégagement de l'acide carbonique sous l'action de HCl. Chauffé au-dessus de 32° fond, ou plus exactement, se dissout dans son propre eau de cristallisation.

Origine et gisements. Elle se forme en grandes masses dans les lacs salés dont les eaux sont saturées en soude et en anions sulfatés et dont l'évaporation a lieu à des températures inférieures à 33° (s'il n'y a pas d'autres sels dissous) ou pendant l'abaissement automnal ou hivernal de la température. Si l'évaporation d'une solution de même composition s'effectue à des températures supérieures à 33°, la thénardite, sulfate anhydre de sodium, cristallisera seule. En présence du chlorure de sodium dans les eaux, ce qui a presque toujours lieu dans les lacs salés, la thénardite précipite à des températures inférieures.

Dans le golfe de Kara-Bog haz-gol (mer Caspienne) en hiver lorsque la température de l'eau descend au-dessous de +6°, la mirabilite se dépose sur le fond en énormes quantités dont une partie s'accumule sur le rivage lors des tempêtes en formant des levées

blanches de sel. En été, dans le golfe, la mirabilite se dissout et passe en solution, tandis que ses accumulations côtières se déshydratent dans leur partie supérieure, en se transformant en thénardite. De nombreux petits lacs asséchés au Nord de la Caspienne, dans le Nord-Est du Kazakhstan (steppe de Koulounda), dans le Caucase du Nord (au Sud de Stavropol), en Transcaucasie, en Crimée, etc., renferment de grandes quantités de mirabilite et de thénardite avec des couches de halite et éventuellement de gypse, etc.

Parmi les gisements de mirabilite d'autres pays mentionnons celui du Grand Lac Salé dans l'Utah (U.S.A.), les lacs du Mexique et d'Argentine.

Importance pratique. Est utilisée principalement pour la fabrication de la soude par le procédé Leblanc (fusion avec le calcaire et le charbon) ainsi que dans l'industrie du verre, des couleurs et autres industries. Est employée en médecine comme laxatif.

POLYHALITE — $K_2MgCa_2[SO_4]_4 \cdot 2H_2O$. Système triclinique; pinacoïde. Les cristaux sont rares, habituellement en tablettes. On rencontre des masses compactes fibreuses ou bacillaires.

Couleur blanche à reflet jaunâtre ou grisâtre et rouge brique. Eclat vitreux. $Ng = 1,567$, $Nm = 1,562$ et $Np = 1,458$.

Dureté 2,5-3. Clivage suivant $\{10\bar{1}\}$ parfait. **P. sp.** 2,72-2,78. Examinée au chalumeau perd facilement son eau et fond en un globe opaque. L'eau dissout et évacue les sels de K et Mg en laissant un dépôt dont la composition correspond à celle du gypse.

Elle se forme dans des saumures riches en Mg, K et Ca, sous un éventail de température assez large: 0-80°. Dans les gisements de Stassfurt, elle forme une couche appelée « étage de polyhalite » située entre celui de l'anhydrite et de la kiesérite. Quelquefois, elle est interstratifiée de minces lits de halite. Elle existe dans les gisements salifères d'Ischl, Hallstadt (Autriche), du Texas, New-Mexico (U.S.A.), etc.

De même que les sels de potassium elle sert pour la fabrication des engrais.

KAÏNITE — $KMg[SO_4]Cl \cdot 3H_2O$ ou $MgSO_4 \cdot KCl \cdot 3H_2O$. Système monoclinique; prisme. Se présente habituellement en masses granulaires compactes; les cristaux sont rares et de faciès tabulaire ou prismatique.

Couleur. Blanc jaunâtre ou grisâtre, quelquefois rouge. Eclat vitreux. $Ng = 1,516$; $Nm = 1,505$ et $Np = 1,494$. **Dureté 2. Clivage** suivant $\{001\}$ parfait. **P. sp.** 2,1.

Examinée au chalumeau fond. Facilement soluble dans l'eau. Goût amer et salé. Non hygroscopique (différence avec la carnallite).

Répondue dans les gisements de sel de Stassfurt en association avec la schœnite $K_2Mg[SO_4]_2 \cdot 6H_2O$, la carnallite, la kiesérite, la

halite, etc. Se trouve en amas importants près de Kalouche (Ukraine occidentale).

La kaïnite constitue une matière première pour la préparation des engrais et la production des sels de potassium.

4. Sulfates hydratés de métaux bivalents

Nous examinerons ici quelques sulfates et principalement les sulfates de magnésium, de fer et de cuivre riches en H_2O .

EPSOMITE — $MgSO_4 \cdot 7H_2O$. Le nom vient des sources d'Epsom (Angleterre) où elle a été d'abord trouvée. Synonyme: sel d'Epsom.

Composition chimique. MgO 16,3 %, SO_3 32,5 %, H_2O 51,2 %. Quelquefois Mn^{++} et Fe^{++} sont présents sous forme de corps isomorphes. Il existe des variétés assez riches en fer bivalent (ferro-epsomite) et aussi en nickel (nickel-epsomite).

Système orthorhombique; tétraèdre rhombique, sym. $3L^2$. Gr. sp. $P2_12_12_1(D_2^4)$. $a_0 = 11,94$; $b_0 = 12,13$; $c_0 = 6,865$. Artificiellement on peut obtenir également une modification monoclinique instable en tablettes pseudo-hexagonales. Les cristaux se formant à partir des solutions saturées sont en prismes pseudo-quadratiques (fig. 248) ou en aiguilles allongées. Se rencontre aussi en masses compactes concrétionnées et éventuellement terreuses.

Couleur blanche; parfois incolore et transparente. **Eclat** vitreux. $Ng = 1,461$, $Nm = 1,455$ et $Np = 1,433$.

Dureté 2-2,5. Assez fragile. **Clivage** suivant $\{010\}$ parfait, suivant $\{101\}$ net. **P. sp.** 1,68. **Autres propriétés.** Goût amer, saumâtre. A l'air sec perd peu à peu l'eau et devient opaque. La déshydratation s'effectue par degrés: à la température de 100° environ elle perd cinq molécules d'eau, la sixième à 132° et la dernière à $218-238^\circ$. Dans l'air sec, en perdant une molécule H_2O , elle se transforme en sulfate de magnésium à six molécules d'eau.

Caractères distinctifs. Par ses propriétés ressemble à plusieurs autres sulfates hydratés, de composition plus complexe, desquels on ne peut la distinguer que par voie chimique. Son goût amer, saumâtre est caractéristique.

Par chauffage perd l'eau. Calcinée se transforme en une masse blanche infusible. Facilement soluble dans l'eau.

Origine et gisements. L'epsomite se forme par évaporation des lacs salins riches en magnésium; c'est l'un des premiers sulfates de magnésium déposés parmi les plus riches en eau. Le sulfate de magnésium à sept molécules d'eau devient rapidement instable lorsque la concentration de la saumure augmente et cède la place au sulfate de magnésium à six molécules d'eau, l'héxahydrate ($MgSO_4 \cdot 6H_2O$).

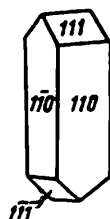


Fig. 248. Cristal d'epsomite.

Elle se rencontre sous forme d'efflorescences à la surface des roches, de croûtes, de cristaux stalactiformes sur les parois des cavernes développées dans les calcaires, dans les galeries des mines abandonnées et autres cavités souterraines se trouvant près de la surface; ces formes sont vraisemblablement des précipitations de cristaux concrétionnés à partir des eaux d'infiltration sulfato-magnésiennes d'origine superficielle.

Le plus souvent l'epsomite est un produit de dépôts de lacs salins sulfato-magnésiens. Tels sont, par exemple, les nombreux lacs de la région de la Basse Volga : *Elton*, *Djélonskoïé*, *Malinovskoïé*, etc.; certains lacs de Crimée (*Sassyk-Sivach*, etc.), du Kazakhstan (par exemple *Djaman-Klytch* près de l'extrémité nord de la mer d'Aral), etc.

Des lacs analogues existent aussi dans d'autres pays : U.S.A., Mexique, Egypte, Chine, etc.

Importance pratique. L'epsomite, de même que d'autres sulfates de magnésium, est utilisée dans les industries textile, du papier, du sucre, l'industrie chimique et pharmaceutique, etc.

HEXAHYDRITE — $\text{MgSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$. Système monoclinique; prisme. Synonyme: sakiite. Se rencontre en cristaux tabulaires épais, lancéolés ou en masses fibreuses. Macles suivant (001) et (110).

Couleur blanche, quelquefois à reflet vert clair. Eclat nacré. $Ng = 1,456$, $Nm = 1,453$ et $Np = 1,426$.

Dureté 2. Clivage suivant {100} parfait. P. sp. 1,75. Facilement soluble dans l'eau.

Existe dans les lacs salins sulfato-magnésiens de Crimée, de la région d'Astrakhan, etc. Précipite après l'epsomite lorsque la concentration de la solution augmente.

KIESÉRITE — $\text{MgSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$. Composition chimique. MgO 29,0 %, SO_3 58,0 %, H_2O 13,0 %.

Système monoclinique; prisme, sym. L^2PC . Les cristaux sont de faciès bipyramidal. Se rencontre communément en masses granulaires compactes.

Couleur. Rarement incolore et transparente; habituellement opaque, blanche avec reflet jaunâtre. Eclat vitreux. $Ng = 1,584$, $Nm = 1,533$ et $Np = 1,520$.

Dureté 3,5. Fragile. Clivage suivant les prismes {110} et {111} parfait. P. sp. 2,57. Autres propriétés. Dans l'air humide se transforme petit à petit en epsomite. Réduite en poudre et humectée d'un peu d'eau elle fait prise comme le plâtre.

Caractères distinctifs. Se distingue des sulfates hydratés analogues (epsomite, kainite, etc.) par les constantes optiques et la composition chimique.

Examinée au chalumeau décrépite, perd l'eau et fond facilement. Se dissout lentement dans l'eau. Cristallise parmi les derniers miné-

raux dans des solutions sulfatées concentrées complexes, riches en magnésium, aux températures supérieures à 18-20°.

Origine et gisements. Dans les lacs salins, la kiesérite se forme très rarement comme produit de la cristallisation directe à partir d'une solution sulfatée riche en magnésium (les limites de la stabilité de ce composé aux températures relativement basses sont assez étroites).

Habituellement, elle se rencontre dans les gisements salifères où elle a pu se former par déshydratation, sous pression, des sulfates de magnésium plus riches en eau (epsomite et hexahydrate).

La kiesérite se rencontre en quantités importantes (jusqu'à 30 % de toute la masse) dans les gisements salifères de Stassfurt (Allemagne) en association avec la halite, la carnallite, la polyhalite, l'anhydrite, etc.

Importance pratique. Est utilisée pour la préparation du sel d'Epsom (epsomite) dont l'emploi a déjà été indiqué plus haut.

MÉLANTÉRITE — $\text{FeSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$. « Melanteros » en grec plus noir. Selon toute vraisemblance, la variété gris-noir qui est peu abondante dans la nature, a été connue la première; on en tire facilement une couleur noire.

Composition chimique. FeO 25,9 %, SO_3 28,8 %, H_2O 45,3 %.
Forme des mélanges isomorphes avec Mg , Ni , Zn , Cu , parfois Mn .

Système monoclinique; prisme, sym. L^2PC . Gr. sp. $P2_1/c$ (C_{2h}^5).
 $a_0 = 15,34$; $b_0 = 12,98$; $c_0 = 20,02$. Aspect des cristaux: rhomboédrique, quelquefois aciculaire, capillaire. Elle s'observe souvent en masses compactes veinées ou concrétionnées.

Couleur vert clair, plus rarement gris foncé ou gris-noir. Eclat vitreux. $N_g = 1,486$, $N_m = 1,478$ et $N_p = 1,471$.

Dureté 2. Assez fragile. Clivage suivant {001} parfait, suivant {110} net. P. sp. 1,8-1,9.

Caractères distinctifs. Se distingue avec certitude des autres sulfates facilement solubles, seulement d'après les données de l'analyse chimique. La présence de fer bivalent est caractéristique.

A la chaleur coule en se dissolvant dans sa propre eau de cristallisation. Par déshydratation, elle se transforme en une masse pulvérulente de sulfate anhydre qui, sur le charbon et en flamme oxydante, brunit (oxydation du fer bivalent).

Origine et gisements. Précipite en cristaux dans les eaux sursaturées et sulfatées pauvres en oxygène. C'est pourquoi elle ne se rencontre pas dans la zone d'oxydation. Se forme habituellement au-dessous de cette zone dans des fentes et cavités des roches parmi des minerais à demi décomposés, riches en pyrite et en association avec le gypse et autres sulfates. On la trouve aussi dans les argiles des terrains houillers (le matériau originel est probablement la pyrite qu'elles contiennent).

¹ En U.R.S.S., la mélantérite est connue dans une série de gisements de Kazakhstan, Asie centrale et Sibérie. Dans le gîte pyriteux *Bliavinskoïé* (Oural du Sud), elle forme des filonnets et des amas dans les cavités des étages supérieurs des gisements de pyrite semi-décomposés. Il y existe des variétés noires de mélantérite.

Importance pratique. A l'état naturel elle se rencontre rarement en quantités importantes. Préparée artificiellement, la mélantérite est employée dans l'industrie des couleurs pour la préparation des teintures bleues (bleu de Prusse), foncées et noires utilisées pour la coloration de la laine et du cuir; elle sert aussi à la préparation des encres et est d'un emploi fréquent dans d'autres branches de l'industrie chimique. Il convient de noter que le sulfate ferreux à sept molécules d'eau donne avec certains tannins organiques une couleur noire stable.

CHALCANTHITE — $\text{CuSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$. « Khalkos » en grec — cuivre, « anthe » — fleurs (« fleurs de cuivre »). Synonyme: couperose bleue, cyanose.

Composition chimique. CuO 31,8 %, SO_3 32,1 %, H_2O 36,1 %. Impuretés: Fe, éventuellement Zn, Co et Mg (magnocuprochalcantithe).

Système triclinique; pinacoïde. Gr. sp. $P1(C_1)$. $a_0 = 6,11$; $b_0 = 10,673$; $c_0 = 5,95$; $\alpha = 97^\circ 35'$, $\beta = 107^\circ 10'$, $\gamma = 77^\circ 33'$. Les cristaux en prismes courts et en tablettes se rencontrent rarement. Habituellement s'observent en masses compactes ou stalactiques de texture fibroradiée.

Couleur bleu ciel, bleu, quelquefois avec reflet verdâtre. **Eclat** vitreux. $N_g = 1,543$, $N_m = 1,537$ et $N_p = 1,514$.

Dureté 2,5. Assez fragile. **Clivage** suivant $\{1\bar{1}0\}$ difficile. Cassure conchoïdale. **P. sp.** 2,1-2,3.

Caractères distinctifs. Se reconnaît par sa couleur bleu ciel et par sa grande solubilité dans l'eau, mais l'identification exacte n'est possible que sur la base des données de l'analyse chimique.

Chauffée perd l'eau peu à peu et se transforme en un sulfate d'abord trihydraté, puis monohydraté en devenant blanche et opaque. Se dissout dans l'eau en la colorant en bleu. Une tige en fer plongée dans la solution se couvre de cuivre métallique.

Origine et gisements. Se forme dans les zones d'oxydation des gîtes de sulfures de cuivre dans les régions à climat aride. Des formations stalactiques s'observent sur les parois des galeries minières abandonnées et privées d'air qui ont été creusées dans la zone d'oxydation des gisements de cuivre.

En U.R.S.S., la chalcantithe se rencontre dans plusieurs gisements de cuivre: Médnoroudianskoïé (près de Nijni-Taguil), mines Tourinskié (Oural du Nord), Kédabek (Transcaucasie), etc. Les grandes concentrations sont rares.

Importance pratique. La chalcantite artificielle est employée au traitement des vignes attaquées par les parasites, dans l'industrie chimique des colorants et dans d'autres domaines.

La présence de ce minéral dans les minerais indique que les eaux du gisement contiennent en abondance du sulfate de cuivre dissout. Ces eaux peuvent en conséquence être utilisées pour la récupération du cuivre métallique qui se dépose facilement sur des barres de fer. Dans ce but, les eaux souterraines cuivreuses sont dirigées dans des bassins spéciaux où le cuivre se dépose sur des copeaux de fer.

5. Groupe de l'alunite

Nous étudierons ici un groupement caractéristique des sulfates basiques d'Al et de Fe avec des métaux monovalents (K, Na, NH_4) et éventuellement bivalents (Pb).

Il est caractéristique que les composés à grands cations monovalents (K, NH_4) et aussi quelquefois avec Pb^{2+} sont pseudo-cubiques et cristallisent en pyramide bitrigonale (angle du rhomboèdre α est proche de 90°), alors que les composés à cations moins grands (Na et Ag) sont de symétrie inférieure et pseudo-hexagonaux.

ALUNITE — $\text{KAl}_3(\text{SO}_4)_2[\text{OH}]_6$. Synonyme : pierre alumineuse. Une variété colloïdale, riche en eau adsorbée, est nommée levigite.

Composition chimique. K_2O 11,4 %, Al_2O_3 37,0 %, SO_3 38,6 %, H_2O 13,0 %. Fréquemment une partie de K_2O (la moitié parfois) est remplacée par Na_2O (sodalunite). La levigite contient quelquefois des terres rares.

Système rhomboédrique ; pyramide bitrigonale, sym. L^33P . Gr. sp. $R3m(C_{3v})$. $a_0 = 6,96$; $c_0 = 17,35$. Les petits cristaux qu'on rencontre sont en rhomboèdres, pseudocubes ou en tablettes épaisses (fig. 249). Habituellement se présente en masses finement grenues, terreuses et éventuellement fibreuses.

Couleur blanche à reflet grisâtre, jaunâtre ou rougeâtre. **Eclat** vitreux, sur les plans de clivage quelquefois nacré. $Ng = 1,592$ et $Nm = 1,572$ (variété sodique, 1,585).

Dureté 3,5-4. **Clivage** suivant $\{0001\}$ net. P. sp. 2,6-2,8.

Caractères distinctifs. En masses finement cristallisées il est facile de la confondre avec nombre d'autres minéraux hydratés de couleur blanche. Le plus sûr moyen de les identifier est de procéder aux essais chimiques.

Examinée au chalumeau décrépité mais ne fond pas. Perd l'eau seulement par calcination. Avec la soude donne un hépar de soufre.

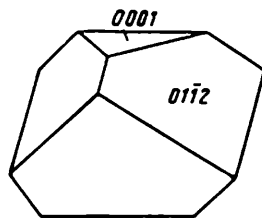


Fig. 249. Cristal de l'alunite.

Humectée d'azotate de cobalt prend une couleur bleue (réaction d'Al). Insoluble dans l'eau et HCl. Se dissout difficilement dans H_2SO_4 concentré. Reprise par l'eau après calcination se dissout en se transformant en alun.

Origine et gisements. Elle constitue des masses importantes en inclusions dans des roches ignées riches en feldspaths alcalins aux dépens desquels elle se forme sous l'action des solutions hydrothermales sulfatées de basse température. Ce processus de transformation des roches est connu sous le nom « d'alunitisation ». L'alunite se rencontre également dans certains filons hydrothermaux.

De rares concrétions d'alunite existent aussi dans des sables, argiles, bauxites où elle est manifestement d'origine exogène.

En mouchetures informes jaunâtres ou rosâtres l'alunite apparaît dans des tufs fortement altérés (roches détritiques d'origine volcanique) dans la région de *Zaglik* (R.S.S. d'Azerbaïdjan). Dans le gisement de *Jouravli* (sur la rivière Tchousovaïa, à 25 km en amont de la station du même nom), l'alunite, avec l'hydrargillite et le kaolin d'origine exogène, se trouve en nids et filonnets dans la zone d'altération des calcaires.

Importance pratique. Les roches contenant de l'alunite servent pour l'extraction de l'alun et du sulfate d'aluminium (pour leurs applications voir alun). Actuellement, l'alunite est employée pour l'obtention de l'oxyde d'aluminium.

JAROSITE — $KF_3[SO_4]_2[OH]_6$. Est ainsi appelée d'après le lieu de sa découverte — à Barranco Jaroso (Espagne). Synonyme : utahite.

Composition chimique. K_2O 9,4 %, Fe_2O_3 47,9 %, SO_3 31,9 %, H_2O 10,8%. De petites quantités de sodium et de sélénium sont souvent présentes; on y trouve également sous forme d'impuretés mécaniques du SiO_2 , Al_2O_3 , etc.

Système rhomboédrique; pyramide bitrigonale, sym. L^3P . Elle se présente, assez souvent, en masses compactes granulaires ou terreuses et, dans les cavités des roches, les druses de petits cristaux rhomboédriques sont fréquentes.

Couleur jaune ocre, souvent avec une nette nuance brune. **Trait** jaune. **Eclat** vitreux approchant de l'adamantin. $Nm = 1,820$ et $Np = 1,715$.

Dureté 2,5-3,5. **Clivage** suivant {0001} net. **P. sp.** 3,15-3,26.

Caractères distinctifs. Par ses caractéristiques extérieures est proche de la limonite ocreuse. S'en distingue par les réactions chimiques; triturée elle a un toucher onctueux et tache les doigts, alors que la limonite se révèle au toucher rude et sablonneuse.

Examinée au chalumeau à la flamme réductrice donne une masse magnétique. Insoluble dans l'eau. Soluble dans HCl; la solution traitée par $BaCl_2$ donne un précipité de $BaSO_4$. Dans le tube fermé dégage l'eau à réaction acide.

Origine et gisements. La jarosite est un minéral assez largement répandu ; elle se forme dans les *zones d'oxydation* des gîtes de sulfures de fer, principalement de la pyrite, plus spécialement dans les régions à climats semi-désertiques secs ainsi qu'aux dépens de la pyrite de certaines roches sédimentaires.

Sous les climats tempérés à précipitations atmosphériques abondantes, la jarosite se forme très rarement : les surfures de fer, en se décomposant, se transforment directement en hydroxydes de fer.

L'expérience démontre que la jarosite précipite des eaux sulfatées en contact direct avec l'oxygène de l'air et contenant, pour cette raison, du fer trivalent.

A l'air humide la jarosite n'est pas très stable. Elle donne des hydroxydes de fer par hydrolyse.

Il arrive assez souvent que la jarosite épigénise des cristaux cubiques de pyrite disséminés dans les roches ainsi que des concrétions de marcassite et de pyrite dans les argiles.

Des masses importantes de jarosite existent en U.R.S.S. dans le gisement de pyrite *Bliavinskoïé* (Oural du Sud) où elle s'est conservée dans l'ancienne zone d'oxydation sous le chapeau de fer constitué par l'hydrohématite et l'hématite et également à *Mai-kaine* (région de Bayanaoul au Sud-Ouest de Pavlodar, Kazakhstan Central).

Importance pratique. En grande concentration la jarosite pure peut présenter un intérêt comme matière première pour la préparation des poudres à polir (Fe_2O_3) obtenues par calcination dans des fours.

6. Groupe des aluns

On donne le nom d'aluns aux sulfates doubles d'Al et de métaux alcalins cristallisant dans le système cubique avec 12 molécules d'eau. Nous décrirons ici également l'halotrichite (sulfate de Fe et Al avec 22 molécules H_2O).

ALUN POTASSIQUE — $\text{KAl}[\text{SO}_4]_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$. Système cubique ; bidodécaèdre, sym. $4L^33L^23PC$. Composition chimique. K_2O 9,9 %, Al_2O_3 10,8 %, SO_3 33,8 %, H_2O 45,5 %.

Incolore. Eclat vitreux. $N = 1,456$ (souvent anisotrope). Dureté 2. P. sp. 1,76. Au chalumeau fond facilement. Soluble dans l'eau. La solubilité est de 151 g/l à 20°.

Se rencontre en masses terreuses, efflorescences, croûtes, plus rarement en masses compactes granulaires.

S'observe dans des « terres à alun » des régions de Tambov et Oulianovsk, dans le Caucase du Nord (riv. Zélentchouk), au Daguestan, en Turkménie (Kara-Koum), en Ouzbékistan (Chorsou), dans le gisement pyriteux Bliavinskoïé dans l'Oural (à la base de la zone d'oxydation avec d'autres sulfates), sur la rive droite de la rivière Oka (affluent de l'Angara, Sibérie), etc.

Les aluns potassiques peuvent avoir une large utilisation comme mordant dans l'industrie de la teinture, en typographie, mégisserie, papeterie, médecine, dans la préparation des peintures laquées, etc. On l'extrait par lessivage des « terres à alun » et évaporation de la solution. Cependant, la plus grande partie des aluns est préparée artificiellement à partir des bauxites ou provient de diverses productions chimiques dont les aluns sont les sous-produits.

ALUN SODIQUE — $\text{NaAl}(\text{SO}_4)_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$. Synonyme: solfatarite. Leur existence dans la nature n'est pas établie d'une manière certaine. S'obtiennent facilement par voie artificielle. Ont été observés dans les fentes des roches, en masses de fibres parallèles.

Incolore. Eclat vitreux. Dureté 3. P. sp. 1,73. $N = 1,439$ (pour l'alun artificiel). Les échantillons naturels, étudiés au microscope, se montrent optiquement anisotropes soit à la suite d'une déshydratation partielle ou en raison de leur appartenance à une modification de l'espèce, la mendozite. A l'air libre se déshydratent et se transforment en tamarugite ($\text{NaAl}(\text{SO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$). Est signalé dans les solfatares des Pouzzoles (près de Naples).

HALOTRICHITE — $\text{FeAl}_2(\text{SO}_4)_4 \cdot 22\text{H}_2\text{O}$. Système monoclinique; dièdre à un axe, sym. L^2 . S'observe fréquemment dans des filonnets en masses fibreuses blanches, à reflet soyeux ayant l'aspect de l'amiant. De là son nom (cheveux de sel).

Dureté 2-2,5. P. sp. 1,89-2,04. Soluble dans l'eau. Bout à la flamme de la bougie et durcit en forme de gouttelettes.

Elle se forme à partir des eaux sulfatées riches en aluminium et en fer ferreux dans les conditions de déficience manifeste d'oxygène, au-dessous de la zone d'oxydation des gisements de pyrite comme cela a lieu dans le gisement Bliavinskoïe (Oural du Sud).

Elle se rencontre aussi dans des argiles pyriteuses et dans des couches de houille où elle se forme dans la zone d'oxydation aux dépens de la pyrite en voie de décomposition et des argiles attaquées par l'acide sulfurique produit: cela a lieu sur la rive droite de la rivière Oka (affluent de l'Angara, Sibérie) et dans les mines de charbon de Kizel dans l'Oural, etc.

Classe 4

CHROMATES

Les sels de l'acide chromique se rencontrant dans la nature sont peu nombreux. Le complexe anionique $[\text{CrO}_4]^{2-}$ est capable de former des structures cristallines avec de gros cations Pb^{2+} . Le chromate K^+ est très rare.

Les chromates se forment seulement dans les milieux riches en oxygène. Quelquefois, ils se rencontrent avec les sulfates mais ils

ne forment pas avec eux de mélanges isomorphes ni de sels doubles. Il est établi expérimentalement que PbCrO_4 et PbSO_4 peuvent se mélanger à l'état solide seulement à des températures élevées. Il est également démontré que c'est la forme métastable PbCrO_4 cristallisant dans le système orthorhombique qui est isostructurale de BaSO_4 .

CROCOÏSE — PbCrO_4 . « Crocos » en grec — safran (on avait en vue, sans doute, sa couleur jaune orangé). Découvert en 1797 l'élément Cr a été décelé précisément dans ce minéral en provenance de l'Oural. Elle a été trouvée pour la première fois encore du temps de Lomonossov.

Composition chimique. PbO 68,9 %, CrO_3 31,1 %. Contient quelquefois un peu d'argent. Une variété contenant du zinc, de poids spécifique 5,2, a été nommée iossaïte (encore incomplètement étudiée).

Système monoclinique ; prisme, sym. L^2PC . Gr. sp. $P2_1/n(C_{2h}^2)$. $a_0 = 7,10$; $b_0 = 7,40$;

$c_0 = 6,80$; $\beta = 102^\circ 27'$. Assez souvent on observe des cristaux mais exclusivement dans les fentes des roches. **Aspect des cristaux.**

Faciès prismatique suivant l'axe c , parfois en rhomboèdres aigus avec $\{110\}$ et $\{101\}$ (fig. 250) et en octaèdres avec $\{\bar{1}11\}$ et $\{111\}$. On rencontre des druses de cristaux bacillaires dans les fentes.

Couleur rouge orangé vif. Exposée à la lumière pâlit avec le temps. **Trait** jaune orangé. **Eclat** adamantin. $N_g = 2,66$, $N_m = 2,37$ et $N_p = 2,31$.

Dureté 2,5-3. **Fragile.** **Clivage** suivant $\{110\}$ net. **P. sp.** 6,0.

Caractères distinctifs. Se caractérise par la couleur rouge vif, la forme des cristaux en prismes ou en baguettes et le poids spécifique élevé.

Au chalumeau fond facilement et donne des grains de plomb. La perle au sel de phosphore et au borax se colore en vert émeraude (réaction du chrome). Se dissout dans HCl à chaud en dégageant le chlore et en précipitant PbCl_2 . Dans KOH brunit et se dissout.

Origine et gisements. Se forme dans la zone d'oxydation des gîtes de plomb au voisinage des roches ignées ultrabasiques qui, par altération, peuvent donner une petite quantité d'acide chromique aux dépens des silicates et des spinelles de chrome décomposées. La crocoïse du gisement aurifère *Bérézovskoïé* (près de Sverdlovsk), décrite pour la première fois en 1766 par l'académicien J. Lehman, jouit d'une grande notoriété. Elle s'y rencontre dans les fentes de la bérésite (variété de porphyre granitique) en longs cristaux prismatiques orientés parallèlement aux parois. Elle s'observe parfois en association avec la galène. Sur l'île de *Tasmanie* de grandes druses.

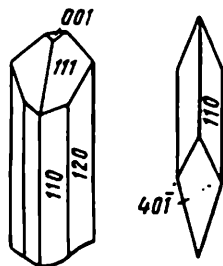


Fig. 250. Cristaux de crocoïse.

de cristaux de crocoïse de près 10 cm de longueur se rencontrent dans les fentes des serpentines. Elle est connue également dans nombre d'autres gisements.

En raison de sa rareté dans la nature, la crocoïse n'a pas reçu d'application pratique.

Classe 5

MOLYBDATES ET TUNGSTATES

Dans la classification périodique des éléments de Mendéléev le molybdène et le tungstène sont classés dans la cinquième et la sixième périodes. Pour ces éléments, ainsi que pour d'autres couples d'éléments de ces périodes, par exemple Zr et Hf, Nb et Ta, en raison de ce que l'on appelle « compression lanthanidique des volumes atomiques », les rayons atomiques et ioniques sont quasi égaux et par conséquent leurs volumes atomiques et ioniques sont aussi égaux. En conséquence, il serait logique de s'attendre à voir apparaître une longue série de mélanges isomorphes, durant la synthèse des minéraux, aussi bien pour ces deux éléments que pour d'autres couples analogues.

Cependant dans la nature, pour les composés de cette classe, les mélanges isomorphes ne s'observent que très rarement. Le rôle géochimique du molybdène et du tungstène, au cours de la formation des minéraux, est essentiellement différent.

Le molybdène, comme nous l'avons vu dans la classe des sulfures, possède une nette affinité pour le soufre. La masse principale de cet élément dans l'écorce terrestre existe sous forme du *sulfure* MoS_2 . Cet élément est décelé par les analyses chimiques et spectrales comme constituant accessoire dans de nombreux composés sulfureux. Les composés oxygénés de cet élément sont peu répandus dans la nature et ne se rencontrent généralement que dans la *zone d'oxydation* des gîtes minéraux.

Le tungstène donne, par contre, au cours de la formation des minéraux, presque exclusivement des composés *oxygénés* sous forme de sel de l'acide tungstique. Le sulfure de tungstène, la tungstite WS_2 , se rencontre si rarement qu'on n'a pas réussi, jusqu'ici, d'en trouver une quantité suffisante pour une étude minéralogique détaillée. Ce n'est que tout dernièrement qu'on est parvenu à la déceler en quantités plus abondantes, sous forme de pseudomorphoses en schéelite qui ont été étudiées par O. Rimskaja-Korsakova. Il est aussi caractéristique que les tungstates, dans leur majorité, sont des minéraux de relativement *haute température*.

Parmi les minéraux peu nombreux de cette classe on distingue nettement deux groupes principaux :

1. Tungstates de Fe^{++} , Mn^{++} et Zn. Les molybdates de ces métaux sont encore inconnus à l'exception de la ferrimolybdite.

2. Molybdates et tungstates des ions bivalents des métaux plus actifs, possédant des rayons ioniques plus grands : Ca, Pb et éventuellement Cu.

1. Groupe de la wolframite

A ce groupe appartiennent les minéraux de la série isomorphe MnWO_4 — FeWO_4 (huebnérite — ferbérîte). Ils ont beaucoup de propriétés communes ; pour cette raison, nous ne décrirons en détails que l'espèce de composition intermédiaire la plus répandue, la wolframite ($\text{Mn, Fe} \text{WO}_4$), en indiquant en passant les propriétés caractéristiques des termes extrêmes de cette série.

WOLFRAMITE — $(\text{Mn, Fe})\text{WO}_4$. Ancienne dénomination russe « louvar ». Initialement (1758) était nommée wolfram. Ce terme est la traduction en allemand des mots latins *lupi spuma* — « écume de loup » ou « crème de loup ». Cette expression est due à ce que l'addition de la wolframite aux minerais d'étain provoque l'apparition d'une écume à la surface de l'étain en fusion. Le wolfram ou tungstène comme élément a été découvert plus tard ; son nom provient de l'appellation du minéral.

Composition chimique. A. Boldyrev a proposé de grouper sous l'appellation de wolframite les variétés contenant de 25 à 75 % d'unités moléculaires de MnWO_4 , c'est-à-dire dont la teneur en Mn est de 5,9 à 17,6 % pondéraux. Les variétés avec une teneur en Mn inférieure à 5,9 % sont rattachées à la ferbérîte et de 17,6 à 23 % à l'huebnérite. La teneur en WO_3 est près de 75 %. Parmi les impuretés on note : Mg (jusqu'à 0,5 %), parfois CaO, Ta_2O_5 , Nb_2O_5 , SnO_2 , etc.

Système monoclinique ; prisme, sym. L^2PC . Gr. sp. $P2/c(C_{2h})$. $a_0 = 4,78$; $b_0 = 5,73$; $c_0 = 4,98$; $\beta = 90^\circ 26'$. Les cristaux sont assez fréquents et se présentent en tablettes épaisses ou en prismes (fig. 251), quelquefois aplatis suivant {100}. Les cristaux isolés de certains gisements atteignent de grandes dimensions (jusqu'à 20 cm et davantage). Les faces verticales sont souvent striées suivant l'axe c . Il existe des macles suivant (100) et éventuellement suivant (001). On rencontre aussi des masses compactes à gros grains.

Couleur brun-noir. L'huebnérite possède généralement un reflet rougeâtre ou violacé ; la ferbérîte est noire. Trait brun ; pour la ferbérîte brun foncé à noir ; pour l'huebnérite brun clair à brun jaunâtre et même jaune. Eclat sur les plans de clivage métallique, adamantin alors que dans d'autres directions il est gras. En minces éclats l'huebnérite est translucide ; ses indices de réfraction sont : $N_g = 2,32$, $N_m = 2,22$ et $N_p = 2,17$. A mesure de l'augmentation de la teneur en fer les indices augmentent ; pour la ferbérîte, faiblement transparente, $N_m = 2,40$ (pour la lumière de lithium).

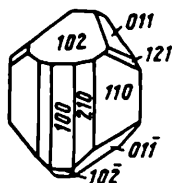


Fig. 251. Cristal de wolframite.

Dureté 4,5-5,5. **Fragile.** **Clivage** suivant {010} parfait. **P. sp.** 6,7-7,5. Les variétés ferrugineuses ont un poids spécifique plus élevé. Les variétés riches en fer sont faiblement magnétiques.

Caractères distinctifs. Pour la wolframite sont caractéristiques la couleur brun-noir, le trait brun foncé, un poids spécifique élevé, le clivage parfait dans une seule direction (différence avec la blende noire pour laquelle le clivage est facile suivant plusieurs directions ainsi qu'avec la columbite, tantalite, cassitérite à clivage difficile).

Au chalumeau fortement chauffée sur le charbon fond en donnant un globe magnétique. L'ébullition, dans l'eau acidulée par HCl, de la wolframite fondue avec de la soude donne une coloration bleue (réaction du W). Avec le borax donne la réaction de Mn et Fe. Insoluble dans HCl.

Origine et gisements. Se rencontre principalement dans les filons quartzeux et les filons *quartzeux hydrothermaux* traversant fréquemment des massifs granitiques. S'observe quelquefois en association avec la cassitérite, molybdénite, arsénopyrite, pyrite, chalcoppyrite, etc.

Dans les *greisens*, c'est-à-dire dans les secteurs des massifs granitiques fortement modifiés par les agents pneumatolytiques la wolframite est associée à des minéraux tels que les micas, le topaze, la fluorine, la tourmaline, quelquefois le beryl, la cassitérite, la molybdénite, etc.

On connaît des gisements *filoniens de sulfures* contenant de la wolframite en paragenèse avec la chalcoppyrite, la molybdénite, la pyrite, la bismuthine, la blende, etc.

Plus rarement et habituellement en faible quantité, elle se rencontre dans les filons *pegmatiques* traversant des granites.

Au point de vue minéralogique, il est intéressant de noter des cas observés plus d'une fois, de substitution endogène de wolframite aux cristaux de scheelite aussi bien à la périphérie que le long des fissures. A son tour, on observe le phénomène inverse de substitution de la scheelite à la wolframite.

Dans la zone d'oxydation sous l'effet de l'altération elle se modifie, bien que difficilement, et se transforme en ce que l'on appelle le wolframocro (tungstite.) En même temps le fer bivalent s'oxyde et devient trivalent. En outre, au cours du processus de la destruction du réseau cristallin il se forme des masses terreuses jaune-brun ou brunes, composées principalement d'hydrotungstate de fer trivalent (ferrotungstite). Quelquefois, il se forme des oxydes vert jaunâtre de tungstène, la tungstite H_2WO_4 .

L'huebnerite, en s'altérant, donne d'une manière analogue des accumulations noires de « psilomélane » contenant WO_3 . Il est caractéristique que les nodules de psilomélane se rencontrant dans les produits de lessivage même éloignés du gisement contiennent jusqu'à un pour cent de WO_3 .

Habituellement, dans les régions des gîtes de wolframite, ce minéral relativement stable passe dans les alluvions. Cependant, il faut noter qu'à mesure de l'éloignement du gîte d'origine les débris de minéraux du groupe de la wolframite s'amenuisent assez rapidement pour disparaître complètement. Ceci s'explique par la fragilité relative de ces minéraux que leur clivage facile accentue encore plus.

Parmi les gisements étrangers mentionnons ceux de la Chine du Sud dans les provinces du Yunnan et Kiang-Si qui sont parmi les plus grands du monde, ainsi que ceux du Viet-Nam du Nord, de la Birmanie du Sud et de la presqu'île de Malacca. Dans les Etats de l'Ouest des U.S.A. une série de gisements sont en exploitation au Colorado, dans le Sud de Dakota, au Nevada, etc. Parmi les gisements européens ceux du Portugal et d'Espagne méritent d'être cités.

Importance pratique. Les minéraux de ce groupe constituent la plus importante source de tungstène utilisé pour divers usages.

1. Le principal utilisateur de ce métal est la métallurgie qui utilise le tungstène (85 à 90 % de la production) pour la fabrication des aciers spéciaux qui possèdent la propriété de se tremper eux-mêmes. De tels aciers sont utilisés pour la fabrication des outils à coupe rapide.

2. En outre, il entre dans la composition des « stellites », alliages de tungstène avec Cr, Co et autres métaux, utilisés pour des instruments spéciaux et des alliages extra-durs : « pobédite », « vidia », « stalinite », « volomite », etc., qui possèdent une très grande dureté et sont employés pour la fabrication des trépan de forages.

3. En électrotechnique le tungstène sert pour la préparation des filaments des lampes électriques, des anticathodes des lampes à rayons X, etc.

4. Les composés de tungstène sont aussi utilisés dans l'industrie chimique, en céramique pour la coloration du verre et de la porcelaine et pour d'autres usages.

2. Groupe de la scheelite

Ce groupe comprend les tungstates et les molybdates de Ca et Pb qui cristallisent dans le système quadratique ; seul le tungstate de plomb se rencontre également sous une forme monoclinique.

POWÉLLITE — CaMoO_4 . **Composition chimique.** CaO 28 %, MoO_3 72 %. Il existe des variétés renfermant des impuretés isomorphes de WO_3 (jusqu'à 8 %).

Système quadratique ; bipyramide, sym. L^4PC . Gr. sp. $I4_1/a(C_{4h})$. $a_0 = 5,23$; $c_0 = 11,44$. **Structure cristalline.** Analogue à celle de la scheelite (voir ci-dessous). Se rencontre en pseudomorphoses feuilletées et terreuses de la molybdénite. Les cristaux isolés

ont la forme de bipyramides, quelquefois de tablettes aplaties suivant {001}. Les faces {112} sont souvent striées obliquement.

Couleur jaune clair, vert jaunâtre (cristaux). Trait clair avec reflet jaunâtre ou verdâtre. Eclat adamantin. $Ng = 1,984$ et $Nm = 1,974$.

Dureté 3,5. Fragile. Clivage absent. P. sp. 4,25-4,52.

Caractères distinctifs. A l'état de pseudomorphose de la molybdénite elle se reconnaît facilement par les formes originelles en paillettes et par la coloration jaune clair. Pour les cristaux le faciès bipyramidal et les réactions de Mo et Ca sont caractéristiques.

Examinée au chalumeau fond en une masse translucide. Avec le sel de phosphore donne en flamme oxydante une perle vert jaunâtre et dans la flamme réductrice une perle vert foncé. Soluble dans HCl. La solution dans l'acide chlorhydrique diluée avec NH_3 (en excès) et l'oxylate d'ammonium donne un précipité d'oxylate de calcium.

Origine et gisements. Comme il a déjà été indiqué, ce minéral s'observe fréquemment sous forme de pseudomorphoses en molybdénite dans la zone d'oxydation des gisements de molybdène. Il est probable qu'il résulte de l'action de l'acide molybdique, provenant de l'oxydation, sur les eaux calcaïques de surface. Avec le temps, il se trouve progressivement lessivé en laissant dans le quartz des cavités à la place des cristaux de molybdénite.

La powéllite d'origine exogène se rencontre fréquemment dans presque toutes les zones d'oxydation des gisements de molybdène. Mais la powéllite endogène est assez rare.

Importance pratique. Comparativement à la molybdénite, elle présente un intérêt secondaire d'autant plus qu'elle se rencontre assez rarement en quantités importantes.

SCHEELITE — $CaWO_4$. Dédiée au chimiste suédois Scheele (1742-1786), qui a découvert l'acide tungstique précisément dans ce minéral (le tungstène dans la wolframite a été découvert plus tard).

Composition chimique. CaO 19,4 %, WO_3 80,6 %. Quelquefois on observe la présence de MoO_3 (jusqu'à 10 %) sous forme d'impureté isomorphe. On connaît aussi une variété à cuivre, *cuproscheelite*, avec un teneur en CuO jusqu'à 7 %. Parfois, elle contient les métaux de terres rares (principalement le groupe du cérium).

Système quadratique; bipyramide, sym. L^4PC . Gr. sp. $I4_1/a(C_{4h})$. $a_0 = 5,246$; $c_0 = 11,349$.

Structure cristalline. Elle est représentée sur la figure 252. La maille élémentaire est un prisme quadratique centré. L'arrangement des groupements tétraédriques des anions WO_4 et des cations Ca apparaît nettement sur le dessin. Aspect des cristaux. Faciès octaédrique (fig. 253), éventuellement en tablettes suivant {001}. On observe parfois sur les faces {112} des stries obliques. Les macles par accollement suivant {110} et {001} ne sont pas rares. Etat d'agrégation.

gation. S'observe le plus souvent en inclusions informes, plus rarement à l'état de masses compactes.

Couleur. Rarement incolore, habituellement de teinte grise, jaune, jaune verdâtre, brune et même rouge. **Trait** blanc. **Eclat** gras, adamantin. $N_g = 1,937$ et $N_m = 1,920$.

Dureté 4,5. **Fragile.** **Clivage** suivant $\{111\}$ net. **Cassure** inégale. **P. sp.** 5,8-6,2. **Autres propriétés.** Souvent en rayons cathodiques s'illumine vivement en bleu ciel.

Caractères distinctifs. Il est quelquefois difficile de reconnaître la scheelite parmi les roches silicatées. Une grande expérience est nécessaire pour son identification à l'œil nu. En cristaux elle se

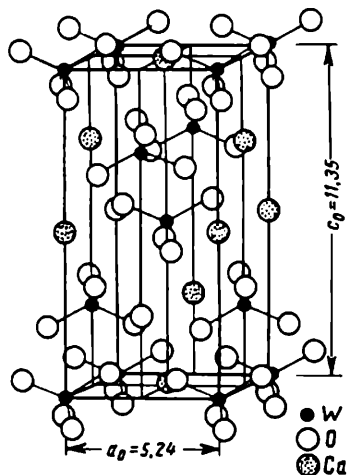


Fig. 252. Structure de la scheelite.

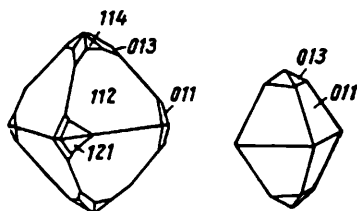


Fig. 253. Cristaux de scheelite.

distingue par la forme octaédrique, tandis qu'en fragments et en agrégats, d'après l'éclat gras assez prononcé, le clivage assez facile, le poids spécifique élevé et la réaction du tungstène. La phosphorescence bleu ciel sous les rayons cathodiques est caractéristique. Cette propriété est largement utilisée pour sa recherche dans les mines et même pour l'évaluation approximative de la teneur des minerais.

Examinée au chalumeau elle fond difficilement. Dans HCl et HNO_3 se décompose en libérant l'acide tungstique jaune ($\text{H}_2\text{WO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$) soluble dans l'ammoniaque. La solution dans l'acide chlorhydrique chauffée à l'ébullition avec de l'étain prend une belle coloration bleue.

Origine et gisements. La scheelite d'origine hydrothermale se rencontre assez fréquemment dans des gîtes métallifères de composition variée.

On la trouve parfois en petites quantités dans les pegmatites. Toutefois, les gisements les plus importants sont ceux d'origine pyrométasomatique dans lesquels la scheelite est associée aux silicates (grenats, pyroxènes, etc.), quartz et quelquefois sulfures, en particulier à la molybdénite. On la trouve fréquemment dans les gisements filoniens de wolfram, d'or, etc.

Dans la zone d'oxydation, elle n'est pas tout à fait stable. Dans les filons quartzeux dans la partie superficielle, il se forme des cavités à la place de la scheelite lessivée. Néanmoins, on la trouve assez souvent dans la fraction lourde des concentrés de lavage.

Il convient de mentionner les gisements pyrométasomatiques dans les Etats de l'Ouest des U.S.A., l'important gisement de Malaisie où la scheelite est fréquemment associée à la cassitérite dans les schistes et calcaires métamorphisés ainsi que dans les filons de quartz, les gîtes du Nord de l'île de *Tasmanie* et de beaucoup d'autres régions.

Importance pratique. La scheelite et la wolframite sont les principaux minerais de tungstène. Quant à l'utilisation de ce métal, voir ci-dessus (wolframite).

WULFÉNITE — PbMoO_4 .

Composition chimique. PbO 61,4 %, MoO_3 38,6 %. On observe parfois des impuretés : CaO , CuO , MgO , WO_3 , rarement CrO_3 et V_2O_5 .

Système quadratique; pyramide, sym. L^4 . **Aspect des cristaux.** S'observe fréquemment en tablettes carrées, éventuellement en

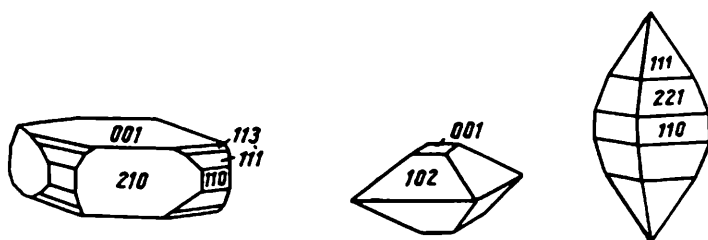


Fig. 254. Cristaux de wulfénite.

combinaisons de pyramides obtuses ou aiguës (fig. 254). Les agrégats cristallins compacts se rencontrent assez rarement.

Couleur jaune cire ou jaune miel, grise, brune, quelquefois orangée et même rouge. **Trait** blanc ou faiblement coloré. **Eclat** adamantin, gras en cassure. $Nm = 2,40$ et $Np = 2,28$.

Dureté 3. **Clivage** suivant $\{111\}$ net. **P. sp.** 6,3-7,0.

Caractères distinctifs. La wulfénite se caractérise habituellement par sa couleur jaune miel, les cristaux laminaires, l'éclat adamantin, le poids spécifique élevé et la paragenèse dans la zone d'oxydation avec d'autres minéraux de plomb.

Examinée au chalumeau elle fond. Avec la soude sur le charbon donne un globule de plomb. Avec le sel de phosphore et en flamme oxydante donne une perle vert jaunâtre et en flamme réductrice une perle vert foncé (réaction du Mo). Se dissout lentement dans HCl en se recouvrant d'une pellicule blanche de PbCl_2 .

Origine et gisements. Etant un sel difficilement soluble dans l'eau, la wulfénite se rencontre assez souvent dans les zones d'oxy-

dation des gisements plombo-zincifères. Le molybdène peut avoir une double origine: soit l'acide molybdique est fourni par les eaux traversant les roches encaissantes, soit il est le résultat d'un processus d'oxydation et de concentration s'effectuant aux dépens du molybdène disséminé dans les sulfures du gisement même.

En général, la wulfénite se présente sous forme de petits cristaux et de croûtes cristallines sur les parois des cavités de dissolution. On connaît aussi des cas de pseudomorphoses de wulfénite en d'autres minéraux de plomb dans la zone d'oxydation et en particulier en cérusite. Dans ce cas, elle est associée à la cérusite, à l'anglésite et à la galène.

Elle peut également se rencontrer dans les gîtes plombo-zincifères hydrothermaux de basse température.

Importance pratique. Des concentrations importantes de ce minéral associé à d'autres minéraux oxydés de plomb peuvent s'exploiter dans le but d'extraction du plomb et du molybdène.

3. Molybdates et tungstates hydratés

Nous décrirons ici brièvement les sels hydratés du fer trivalent encore insuffisamment étudiés.

FERROMOLYBDITE — $\text{Fe}_2^{+++}[\text{MoO}_4]_3 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$. Système orthorhombique. Se rencontre en masses fibreuses ou écailleuses de couleur gris-jaune. $Ng = 1,87-2,05$, $Nm = 1,733-1,79$ et $Np = 1,720-1,78$.

Dureté 2. Clivage suivant {001} moyen. **P. sp.** 4,5. Fond facilement. Se dissout dans les acides et se décompose dans NH_4OH .

C'est un produit de transformation de la molybdénite. Se rencontre dans les zones d'oxydation des gîtes métallifères.

FERROTUNGSTITE — $\text{Fe}_2^{+++}[\text{WO}_4][\text{OH}]_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Système hexagonal. S'observe sous forme de lamelles microscopiques et de masses écailleuses jaune clair ou jaune-brun. $Nm = 1,80$ et $Np = 1,72$. Les autres propriétés physiques ne sont pas déterminées. Se décompose dans les acides avec séparation de WO_3 de couleur jaune. Comme produit d'oxydation de la wolframite a été reconnue dans le gisement de Deer Trail (Washington, U.S.A.) et dans d'autres localités.

Classe 6

PHOSPHATES. ARSÉNIATES ET VANADATES

Remarques générales. A cette classe appartient un assez grand nombre d'espèces minérales de composition variée. Cependant, leur teneur globale (en poids) dans la croûte terrestre est relativement faible.

Les anions trivalents $[\text{PO}_4]^{3-}$, $[\text{AsO}_4]^{3-}$ et $[\text{VO}_4]^{3-}$ sont relativement grands, on peut donc s'attendre à ce que les composés *anhydres* les plus stables du type AXO_4 se combinent avec les grands cations trivalents. Dans l'introduction à la description des oxysels, il a été indiqué que ces cations sont les ions de terres rares et de bismuth. Les combinaisons avec de petits cations sont représentées beaucoup plus largement (règle générale pour tous les oxysels typiques) par des sels *hydratés* normaux (avec cations hydratés). Parmi les phosphates des métaux bivalents, mais avec des anions complémentaires (OH, F, O, éventuellement Cl) ou à l'état de composés acides, les plus stables sont aussi les composés à cations relativement grands (Ca, Sr et éventuellement Pb), alors que pour les arséniate et vanadates sont caractéristiques les composés avec Pb (anion complémentaire Cl) et, enfin, les composés doubles de Pb ou Ca avec Cu, Zn, Mg et en partie avec Mn⁺⁺. Pour le calcium sont connus, en outre, des sels acides hydratés.

Il est opportun sous ce rapport de comparer entre eux les sels hydratés (phosphate et arséniate) de Ca et le sulfate de Ca (gypse) qui cristallisent dans le système monoclinique et qui possèdent beaucoup de propriétés communes.

	a_0	b_0	c_0	β	Dureté	P.sp.
Gypse — $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. . .	10,47	15,15	6,28	98°58'	2	2,31
Brushite — $\text{CaHPO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	10,47	15,15	6,28	95°15'	2	2,25
Pharmacolite — $\text{CaHAsO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	10,97	15,40	6,29	96°36'	2-2,5	2,64

Une fois de plus cet exemple nous montre d'une façon claire que le cation H^+ dont les dimensions sont très menues, une fois introduit dans la structure cristalline, ne se répercute pratiquement pas sur les dimensions de celle-ci. Les anions $[\text{SO}_4]^{2-}$ et $[\text{PO}_4]^{3-}$, comme cela ressort des chiffres donnés plus haut, ont des dimensions identiques alors que $[\text{AsO}_4]^{3-}$ est un peu plus grand. En liaison avec les anions, les indices de réfraction de ces minéraux augmentent du gypse à la pharmacolite; cependant, les valeurs de la biréfringence sont pour tous ces minéraux presque les mêmes. Les poids spécifiques correspondent entièrement aux poids atomiques des cations dans les complexes anioniques (S^{6+} , P^{5+} et As^{5+}).

En ce qui concerne les phosphates et les arséniate des petits cations bivalents (Mg, Fe⁺⁺, Ni, Co⁺⁺, Cu⁺⁺, Zn), pour eux, comme il fallait s'y attendre, les sels normaux hydratés avec huit, quatre et trois molécules H_2O sont assez courants.

En règle générale, les métaux monovalents (Na, Li) forment des composés doubles avec Al^{3+} ainsi qu'une série de sels complexes hydratés rares.

Parmi les sels hydratés, les uranites (en lamelles) et les vanadates complexes occupent, par leur composition, une situation particulière.

Les phénomènes d'isomorphisme hétérovalent fréquemment observés dans cette classe et, en particulier parmi les phosphates, présentent un intérêt exceptionnel. Nous trouvons des exemples particulièrement démonstratifs dans la substitution isomorphe des radicaux des anions.

Ainsi, l'anion trivalent $[\text{PO}_4]^{3-}$ peut être remplacé par des anions de structure et grandeur équivalentes: $[\text{SO}_4]^{2-}$ bivalent et $[\text{SiO}_4]^{4-}$ quadrivalent. Ici peuvent se présenter des cas différents.

1. La substitution isomorphe dans la partie anionique se fait avec la conservation de la composition et de la charge dans le groupement cation. Dans ce cas, la valeur globale de la charge des anions ne doit pas changer. Ceci est obtenu par ce qu'au moment de la substitution de l'anion trivalent $[\text{PO}_4]^{3-}$ par l'anion quadrivalent $[\text{SiO}_4]^{4-}$, la composition du minéral se complique en même temps par l'apparition d'un anion bivalent $[\text{SO}_4]^{2-}$. C'est seulement à cette condition que la charge globale de l'anion peut être conservée.

Dans ces cas, la structure cristalline et les propriétés physiques des minéraux se conservent naturellement. A ceci on peut ajouter que, dans les cations, le remplacement simultané des ions Ca^{2+} par des ions isométriques Na^+ , Y et TR (avec conservation de la composition et de la charge de l'anion) est également possible.

2. La substitution isomorphe dans la partie anionique du composé peut s'accompagner d'une substitution simultanée des ions des cations par des cations de valence différente. Ainsi, dans la monazite, dont la formule est CePO_4 , il a été remarqué déjà depuis longtemps la présence, parfois en quantités notables, de SiO_2 , c'est-à-dire de l'anion $[\text{SiO}_4]^{4-}$ et que simultanément il s'ajoute à Ce^{3+} de façon isomorphe, en quantité correspondante, le cation Th^{4+} , parfois U^{4+} et Zr^{4+} . Des analyses chimiques très précises de I. Borneman-Starynkévitch ont permis de détecter dans certaines monazites à côté d'un mélange isomorphe de Ca^{2+} la présence dans la partie anionique du composé d'un anion bivalent $[\text{SO}_4]^{2-}$. Ainsi, la formule chimique générale de ces variétés de monazite doit s'écrire de la manière suivante: $(\text{Ce}, \text{Th}, \text{Ca}) [\text{PO}_4, \text{SiO}_4, \text{SO}_4]$.

Il faut noter qu'en cas d'isomorphisme hétérovalent, la correspondance stricte des rapports quantitatifs des ions dans les parties cationiques et anioniques des divers composés n'est pas obligatoire. Il importe que: 1) les sommes des charges positives et négatives soient égales, 2) que les dimensions des ions de remplacement soient identiques ou proches et 3) qu'au cours de la substitution le nombre global des cations et anions soit conservé (à l'exclusion des cas où, parmi les cations, figure le proton H^+).

Nous ne nous arrêterons pas sur les aspects généraux des propriétés physiques des minéraux assez divers de cette classe; elles varient largement. Il serait plus indiqué de le faire en abordant la description de chaque groupe.

En ce qui concerne les conditions de formation de nombreux minéraux de cette classe, il convient de remarquer que leur grande majorité, surtout les composés hydratés, est le produit des processus exogènes de formation des minéraux (dans les zones d'oxydation des gîtes minéraux et des roches sédimentaires). Les phosphates appartiennent presque exclusivement aux minéraux d'origine endogène. La plupart se forment en achèvement des processus magmatiques principalement dans les pegmatites et éventuellement dans des filons hydrothermaux. Pour l'apatite (phosphate de calcium) sont connus aussi les gisements magmatiques (dans les syénites néphéliniques).

Etant donné que parmi les sels de cette classe les composés anhydres et hydratés sont également fréquents, à la différence des sulfates on divisera ces minéraux en deux grands groupes:

- 1) phosphates, arséniates et vanadates anhydres;
- 2) phosphates, arséniates et vanadates hydratés.

PHOSPHATES, ARSÉNIATES ET VANADATES ANHYDRES

Les composés anhydres de cette classe sont représentés dans la nature par un assez grand nombre de minéraux. Outre les sels *véritables* des orthoacides, il existe de rares représentants des sels *acides*. Les sels *basiques* sont beaucoup plus abondants.

1. Groupe de la monazite

MONAZITE — $(\text{Ce}, \text{La} \dots)\text{PO}_4$ « Monozein » en grec — être seul (d'où vient le mot moine). Habituellement se rencontre en cristaux isolés.

Composition chimique. La teneur en oxydes de terres rares (principalement Ce et La) atteint 50-68 % : Y_2O_3 (jusqu'à 5 %) est présent sous forme d'impureté isomorphe. La teneur en P_2O_5 oscille habituellement entre 22 et 31,5 %. Assez souvent on y trouve en mélange isomorphe ThO_2 (jusqu'à 5-10 %, dans certains cas jusqu'à 28 %), rarement ZrO_2 (jusqu'à 7 %) et de pair avec eux SiO_2 (jusqu'à 6 %), éventuellement CaO et, avec lui, SO_3 .

C'est ainsi que du point de vue cristallochimique nous sommes ici en présence d'un remarquable cas d'isomorphisme hétérovalent. La formule chimique de telles variétés de monazite doit être la suivante: $(\text{Ce}, \text{La}, \text{Th}, \text{Ca})\text{IPO}_4, \text{SiO}_4, \text{SO}_4$. En quantités très faibles il s'y trouve aussi: MgO , MnO , PbO , Fe_2O_3 , Al_2O_3 et H_2O .

Système monoclinique; prisme, sym. L^2PC . Gr. sp. $P2_1/n(C_{2h}^2)$. $a_0 = 6,79$; $b_0 = 7,04$; $c_0 = 6,74$; $\beta = 104^\circ 24'$. **Aspect des cristaux**. Habituellement tabulaire suivant $\{100\}$ (fig. 255), plus rarement prismatique, isométrique et pyramidal. Formes courantes: pinacoides $\{100\}$, $\{010\}$, $\{011\}$, prismes $\{110\}$, $\{011\}$, etc. Fréquemment, les faces portent des stries. Macles suivant (100) et (001) . Se rencontre habituellement en petits cristaux. Néanmoins, le poids de certains grands cristaux isolés atteint plusieurs kilogrammes.

Couleur brun jaunâtre, marron, rouge, rarement verte. **Eclat** fortement vitreux, gras. $Ng = 1,837$, $Nm = 1,787$ et $Np = 1,785$.

Dureté 5-5,5. **Clivage** parfois parfait suivant $\{001\}$. P. sp. 4,9-5,5. **Autres propriétés**. Fréquemment radioactive (présence de ThO_2).

Caractères distinctifs. Se reconnaît habituellement dans les pegmatites et granites par les formes tabulaires caractéristiques des cristaux opaques de couleur jaune foncé ou brun rougâtre.

Examinée au chalumeau reste presque infusible. La poudre de monazite humectée par H_2SO_4 colore la flamme en vert au cours de la calcination. Se dissout difficilement dans HCl en donnant un précipité blanc. Avec le borax donne une perle jaune ou rouge jaunâtre à chaud, devenant incolore à froid.

Origine et gisements. Habituellement ce minéral se rencontre dans les *pegmatites*, quelquefois dans les *granites* et les *gneiss* en paragenèse avec les feldspaths, zircon ($ZrSiO_4$), dans certains cas avec la magnétite, l'ilménite et autres minéraux. Cependant, on la trouve dans des filonnets d'origine hydrothermale traversant les dolomies et en association avec la magnétite.

Dans le cas de l'altération des gisements en place, la monazite, comme minéral chimiquement stable, passe dans les dépôts alluvionnaires (des rivières et des mers).

Parmi les gisements de monazite, il faut citer les pegmatites de *Madagascar* (à Ankasobe et sur le mont Volkhambokhitra), dans lesquels on rencontre des cristaux très grands, ainsi que les dépôts alluvionnaires au *Brésil* (Minas-Geraes) où elle est exploitée.

Importance pratique. La monazite présente un intérêt pratique comme minéral de terres rares et de thorium. L'extraction se fait presque exclusivement par lavage des alluvions, car grâce à son poids spécifique élevé elle se concentre dans la fraction lourde.

Les applications des terres rares, principalement du cérium, sont très variées. Actuellement, elles sont utilisées surtout dans la production des alliages pyrophoriques et des charbons à cérium pour les lampes à arc des projecteurs. On les utilise aussi dans la fabrication de certaines qualités de verres qui laissent passer les rayons de lumière mais réfléchissent les rayons ultraviolets et la plus grande

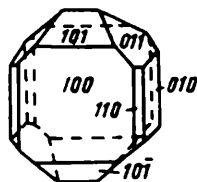


Fig. 255. Cristal tabulaire de monazite.

partie des rayons thermiques; dans la production des alliages solides et légers (par exemple cérium avec magnésium, aluminium, etc.); comme catalyseurs dans différentes branches de l'industrie chimique, comme colorants ainsi que pour de nombreux autres usages.

XÉNOTIME — YPO_4 . « Xenos » en grec — étranger, « timè » — honneur.

Composition chimique. La teneur théorique en Y_2O_3 doit atteindre 63,1 %. Contient habituellement en petites quantités les terres rares (Er, Ce, etc.), quelquefois ThO_2 , UO_2 (jusqu'à 5 %), ZrO_2 (jusqu'à 3 %), SnO_2 , SiO_2 (jusqu'à 9 %), etc. Une variété contient SO_3 jusqu'à 6 % (et probablement CaO): la *hussakite*.

Système quadratique; bipyramide bitétragonal, sym. L^4L^5PC . **Aspect des cristaux.** Se rencontre en cristaux de faciès prismatique, ressemblant à ceux de la cassitérite et du zircon, et aussi en masses compactes. Par sa structure cristalline la xénotime est proche du groupe de la rutile. D'ordinaire, les cristaux présentent les combinaisons {110}, {010} et {011}. D'autres formes se rencontrent plus rarement.

Couleur brun jaunâtre, rouge, grise. **Trait** brun clair ou rougeâtre. **Eclat** vitreux, cireux ou gras. $Ng = 1,815$ et $Nm = 1,720$.

Dureté 4-5. Cassure inégale. Fragile. **Clivage** parfait suivant {100}. P. sp. 4,45-4,59. **Autres propriétés.** Fréquemment radioactive.

Caractères distinctifs. Du zircon, rutile et cassitérite qui lui ressemblent se distingue aisément par sa plus faible dureté et en lame mince, par ses caractères optiques.

Au chalumeau ne fond pas. N'est pas soluble dans les acides baux. Humectée par H_2SO_4 colore la flamme en vert bleuâtre.

Origine et gisements. Se rencontre dans les granites et les pegmatites en petits cristaux disséminés, souvent associée au zircon avec lequel elle forme des groupements réguliers avec l'apatite, l'orthite, la monazite, etc.

Etant un composé stable, la xénotime, après la destruction des roches la contenant, passe dans les alluvions.

Les concentrations de xénotime des pegmatites et des dépôts alluvionnaires du Brésil (Minas-Geraes), de Norvège (Guiterœ près d'Arendal, Kragerœ en Telemarken), Suède (Itterby) sont les plus connues.

2. Groupe de l'apatite

Le groupe de l'apatite est représenté par les composés du type $A_2[\text{XO}_4]_3Z$ dans lesquels Ca^{2+} , Pb^{2+} jouent le rôle des cations (dans la série de mélanges isomorphes ce rôle est quelquefois rempli par TR^{3+} , Y^{3+} , Mn^{2+} et Sr^{2+}); en qualité d'anions complémentaires on y rencontre F^- , Cl^- , $[\text{OH}]^-$, O^{2-} et $[\text{CO}_3]^{2-}$.

Une remarquable particularité de ce groupe est aussi la substitution partielle de l'anion complexe $[\text{PO}_4]^{3-}$ par l'anion plus faible

$[\text{SiO}_4]^{4-}$ mais en combinaison avec l'anion plus fort $[\text{SO}_4]^{2-}$ (au cas où il ne se produit pas de changement de valence dans les cations).

FLUOR-et CHLORAPATITE — $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3\text{F}$ et $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3\text{Cl}$. « Apatao » en grec — tromper, décevoir. Autrefois, on le confondait avec d'autres minéraux de faciès prismatique ou bacillaire (béryl, diopside, tourmaline, etc.).

Composition chimique. Pour la fluorapatite: CaO 55,5 %, P_2O_5 42,3 %, F 3,8 %. Pour la chlorapatite: CaO 53,8 %, P_2O_5 41 %, Cl 6,8 %. La fluorapatite est plus abondante. Souvent de pair avec F existent, mais ordinairement en faibles quantités, Cl , OH et CO_3 (apatite carbonatée). Parfois en mélanges isomorphes avec CaO on rencontre Na_2O , les terres rares, principalement Ce_2O_3 (jusqu'à 5 %), MgO (jusqu'à plusieurs pour cent); en quantités insignifiantes coexistent Fe_2O_3 , Al_2O_3 , etc.

Système hexagonal; bipyramide, sym. L^6PC . Gr. sp. $C6_3/m(C_{6h}^2)$. Pour la fluorapatite: $a_0 = 9,36$; $c_0 = 6,88$. Pour la chlorapatite: $a_0 = 9,52$; $c_0 = 6,85$.

Structure cristalline. La maille élémentaire en projection sur le plan (0001) a l'aspect d'un rhombe (fig. 256) aux sommets duquel se trouvent les ions de fluor. Selon N. Bélov, les ions de calcium se situent à l'intérieur des prismes triangulaires qui s'arrangent en colonnes le long de l'axe c (fig. 257). Les colonnes sont de deux sortes: les unes, de structure plus compliquée, à trois prismes dans chaque couche donnée et dont l'orientation change autour de l'axe sénnaire dans chaque couche, ce qui communique à l'ensemble du motif structural un aspect hexagonal (voir fig. 256 — à droite); les autres, de structure plus simple et composées de prismes triangulaires isolés (voir fig. 256). Toutes ces colonnes sont reliées entre elles par les tétraèdres PO_4 qui alternent sur la verticale avec des cases octaédriques vides. Les anions de fluor se situent au centre des deux couches de prismes triangulaires. En ce qui concerne l'apatite carbonatée, suivant les conceptions de N. Bélov, on est en présence d'un remplacement partiel du radical $[\text{PO}_4]$ par $[\text{CO}_3\text{F}]$, ce qui explique la teneur plus élevée en fluor de cette variété d'apatite.

Aspect des cristaux. L'apatite se rencontre fréquemment en inclusions ou épitaxies dans les cavités des roches sous forme de beaux cristaux en prismes hexagonaux ou aiguilles, éventuellement en bâtonnets courts ou en tablettes (fig. 258). Les faces généralement développées sont celles du prisme $\{10\bar{1}0\}$, du pinacoïde $\{0001\}$, des bipyramides $\{10\bar{1}1\}$, $\{11\bar{2}1\}$, etc. Les faces des prismes sont quelquefois couvertes de stries verticales. Dans certains gisements ferrières d'origine hydrothermale et dans les pegmatites se rencontrent aussi des cristaux en hexagones tubulaires (creux à l'intérieur). **Etat d'agrégation.** Largement répandue également sous forme de masses granulaires compactes, finement cristallisées,

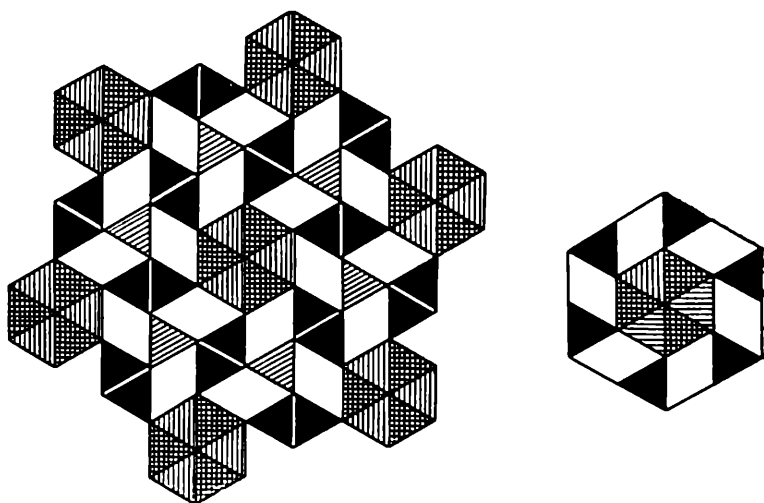


Fig. 256. Projection de la structure cristalline d'apatite suivant l'axe c .
 A gauche : vue générale de la structure en plan ; à droite : un secteur hexagonal de la structure, découpé suivant les lignes de séparation claires (fig. de gauche) avec au centre l'anion de fluor. En noir les tétraèdres PO_4^{3-} ; hachures horizontales et croisées : les colonnes de structure complexe constituées de prismes triangulaires à cations Ca^{2+} ; triangles hachurés obliquement : les prismes simples à cations Ca^{2+} .

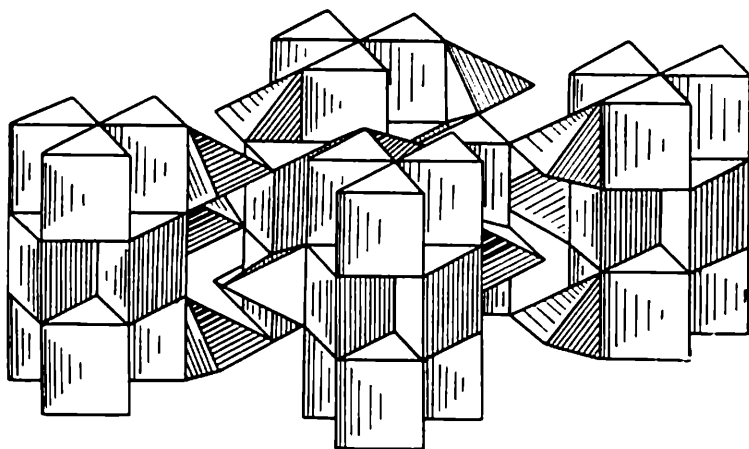


Fig. 257. Structure d'apatite en perspective axonométrique. Les anions de fluor sont disposés le long des axes hélicoïdaux sénaires, autour desquels s'arrangent les prismes triangulaires de calcium.

quelquefois en filonnets transversaux ou en masses terreuses. Dans les roches sédimentaires on les trouve fréquemment sous des formes concrétionnées avec de nombreuses inclusions de grains de minéraux étrangers (quartz, glauconie, calcite, etc.). Ces concentrations d'apatite sont rassemblées sous le nom général de *phosphorites*. L'apatite peut également épigéniser des os d'animaux, des fragments de bois avec conservation fréquente de tous les détails de la structure, discernables au microscope.

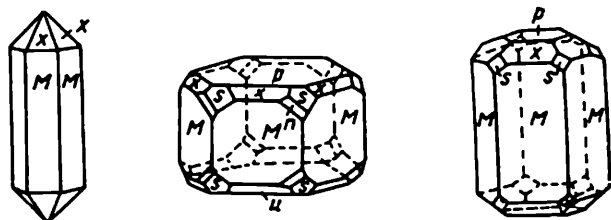


Fig. 258. Cristaux d'apatite: $M \{10\bar{1}0\}$, $P \{0001\}$, $X \{10\bar{1}\bar{1}\}$, $S \{11\bar{2}\bar{1}\}$, $n \{2\bar{1}\bar{3}1\}$. L'existence de la dernière forme indique l'absence des plans de symétrie verticaux.

Couleur. Incolore (transparente), blanche, plus souvent vert pâle jusqu'au vert émeraude, bleu ciel, jaune, brune, violette. **Eclat** vitreux et gras en cassure. Pour la fluorapatite pure: $Nm = 1,633$ et $Np = 1,629$.

Dureté 5. Fragile. Cassure inégale, souvent conchoïdale. **Clivage** suivant $\{0001\}$ difficile. **P. sp.** 3,18-3,21.

Caractères distinctifs. Pour les cristaux d'apatite le faciès en prisme hexagonal est très caractéristique. Des cristaux de béryl et d'aigue-marine qui lui ressemblent elle se distingue par la dureté plus faible.

Examinée au chalumeau fond difficilement même en minces esquilles. En poudre, humectée avec H_2SO_4 colore la flamme en vert bleuâtre. Se dissout dans HNO_3 , HCl et H_2SO_4 . Une solution nitrique additionnée de molybdate d'ammonium donne la réaction du phosphore.

Origine et gisements. En qualité de minéral se formant en achèvement des processus *magmatiques*, l'apatite se rencontre en grains microscopiques dans de nombreuses roches ignées au sein des terrains basiques (syénites néphéliniques). Elle s'y présente quelquefois en masses granulaires continues en association avec les silicates (néphéline, sphène, éventuellement zircon, vésuvianite). Tel est, par exemple, le gisement bien connu des monts *Khibines* dans la presqu'île de Kola.

En cristaux assez grands, de faciès prismatiques ou bacillaires, elle se rencontre dans de nombreuses *pegmatites* des roches ignées acides et basiques. Le gisement de *Slioudianka* (près du lac Baïkal) est célèbre par ses admirables cristaux d'apatite. Elle se rencontre

aussi quelquefois dans des gisements *pyrométasomatiques* en paragenèse avec des minéraux variés.

Elle existe de même dans certains filons *hydrothermaux* accessoirement à la cassitérite, fluorine, etc. Dans des filons du type alpin on a trouvé des cristaux d'apatite en prismes trapus et même de formes très aplaties.

L'*altération* des calcaires enrichis en phosphore aboutit quelquefois, dans les cavités karstiques et les poches de dissolution, à l'accumulation de phosphorites brunes présentant, comme l'agate, une structure en zones concentriques.

De nombreux gisements importants de phosphates de chaux se forment dans les roches *sédimentaires* d'origine marine par voie biochimique complexe et correspondent à des étages stratigraphiques bien déterminés. Les phosphorites se présentent en rognons ou nodules (voir fig. 43) de formes très diverses, plus rarement en masses compactes dans des sables et grès argileux ou glauconieux.

Il est également indispensable de mentionner la formation des phosphorites aux dépens des déjections d'oiseaux marins peuplant les côtes de mers en roches calcaires ou contenant du calcium.

Sur le territoire de la R.S.S. d'Ukraine existe de très grands dépôts de phosphorites. Rappelons celui de la dépression de la Russie méridionale où un banc phosphaté affleure, au sein des dépôts du Crétacé supérieur, d'une façon discontinue sur une étendue énorme entre la Podolie (Ukraine occidentale) et la Volga (région de Saratov); au Nord la limite des gisements passe par la région de Koursk et au Sud, par la bordure méridionale du bassin du Donetz. Les phosphorites fortement sableux se présentent en nodules ou en couches d'épaisseur moyenne. De très grands dépôts de phosphorites de haute qualité, en masses stratifiées continues, ont été découverts récemment dans la chaîne de *Kara-Taou* (Kazakhstan du Sud) dans des sédiments du Paléozoïque inférieur. Des masses continues de phosphorites aux diverses teintes foncées ont par endroits une structure oolithique.

Parmi les plus grands gisements des autres pays citons : les dépôts stratifiés des phosphorites permien des *Etats de l'Ouest* des U.S.A. (Idaho, Wyoming, Utah, Montana) et les dépôts du Tertiaire inférieur s'étendant le long des côtes d'*Algérie*, de *Tunisie* et du *Maroc*.

Importance pratique. La plus grande partie (jusqu'à 90 %) de l'apatite et des phosphorites est exploitée pour la préparation des engrais artificiels (divers superphosphates et thermophosphates). Dans l'industrie chimique l'apatite sert pour la fabrication de l'acide phosphorique et de sels divers et aussi du phosphore utilisé principalement dans l'industrie des allumettes. On prépare avec des apatites, riches en fluor, l'acide fluorhydrique, précieuse matière pour toute une série de branches industrielles. Dans l'industrie céramique elle sert à la préparation de ce que l'on appelle la « porcelaine d'ivoire ».

PYROMORPHITE — $\text{Pb}_5[\text{PO}_4]_3\text{Cl}$. « Pyros » en grec — feu, « morfe » — forme.

Composition chimique. PbO 82,0 %, P_2O_5 15,4 %, Cl 2,6 %. Dans certains cas, renferme CaO jusqu'à 8-9 % et aussi As_2O_5 jusqu'à 4 %. Quelquefois, on décèle la présence du chrome (probablement sous forme de CrO_3), qui la colore en rouge vif, et éventuellement V_2O_5 .

Système hexagonal ; bipyramide, sym. L^6PC . **Structure cristalline** analogue à celle de l'apatite (voir ci-dessus). **Aspect des cristaux.** Se rencontre habituellement en cristaux prismatiques ou bacillaires (fig. 259). Il existe des formes en barillets et en aiguilles. Les cristaux accolés parallèlement ne sont pas rares. **Etat d'agrégation.** Outre les druses de petits cristaux très fréquentes, on observe très souvent des formes cristallines globulaires ou réniformes.

Couleur. Différentes nuances du vert, du jaune et du brun. Plus rares sont les variétés colorées en rouge vif ou jaune orangé par le chrome. Souvent, la coloration a un caractère zonal. **Trait blanc**, quelquefois jaunâtre. **Eclat adamantin**, gras. $Nm = 2,050$ et $Np = 2,042$.

Dureté 3,5-4,0. Fragile. **Clivage** pratiquement absent. **P. sp.** 6,7-7,1. Celui des variétés, riches en calcium, s'abaisse jusqu'à 5,9.

Caractères distinctifs. Les cristaux de pyromorphite se distinguent de l'apatite par le poids spécifique et l'éclat adamantin. Sans réactions chimiques il est souvent impossible de la distinguer de la mimétèse (mimétésite) et de la vanadinite.

Examinée au chalumeau fond très facilement en globule qui, en se refroidissant, se transforme rapidement en un bouton polyédrique. Avec la soude donne un globule de plomb. Sur le charbon forme un enduit jaune de PbCl_2 . Soluble dans HNO_3 et KOH (si exempt de chaux).

Origine et gisements. La pyromorphite est un minéral d'origine presque exclusivement *exogène* qui se forme dans les zones d'oxydation des gisements sulfurés de plomb ou plombo-zincifères et qui se présente sous forme de druses de petits cristaux et de croûtes cristallines dans des cavités de dissolution. Apparemment, l'acide phosphorique est apporté par les eaux superficielles qui agissent sur les minéraux de plomb.

Les pseudomorphoses de pyromorphite en cérusite et galène sont fréquentes. Des cas du phénomène inverse, c'est-à-dire de substitution de la galène à la pyromorphite en partant de la périphérie des cristaux et se poursuivant dans des conditions particulières, sont également connus.

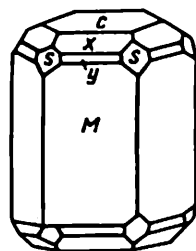


Fig. 259. Cristal de pyromorphite: c {0001}, M {10 $\bar{1}$ 0}, y {20 $\bar{2}$ 1}, x {10 $\bar{1}$ 1}, S {1 $\bar{1}$ 21}.

Ont été reconnues aussi des pseudomorphoses en pyromorphite de vanadinite, vauquelinite, wulfénite, calamine, calcédoine et calcite.

Comme minéral *endogène*, il existe dans certains filons hydrothermaux de basse température.

Comme minéral accessoire la pyromorphite se rencontre souvent dans les zones d'oxydation de nombreux gisements.

En U.R.S.S., elle se trouve dans la zone d'oxydation du gisement aurifère *Bérézovskoïé* dans l'Oural (avec la crocoïse). Une pyromorphite contenant une petite quantité de As_2O_5 et formant de beaux cristaux a été trouvée dans les gisements de *Chilka* et *Zérentouï* (Transbaïkalie orientale), dans celui de *Kyzyl-Espé* (Kazakhstan) et en d'autres endroits.

Importance pratique. Comme nombre d'autres minéraux de plomb de la zone d'oxydation, la pyromorphite présente un intérêt comme minéral de plomb. Elle se rencontre rarement en quantités importantes.

MIMÉTÈSE — $Pb_5[AsO_4]_3Cl$. De « mimètes » en grec — imitateur. Ainsi nommée à cause de sa ressemblance avec la pyromorphite. Synonyme : mimétésite.

Composition chimique. PbO 74,9 %, As_2O_5 23,2 %, Cl jusqu'à 2,4 %. En mélanges isomorphes contient souvent P_2O_5 , Sb_2O_5 , CaO jusqu'à 10-14 % et éventuellement BaO et CrO_3 .

Système hexagonal ; bipyramide, sym. L^6PC . **Aspect des cristaux.** En règle générale, présente un faciès prismatique (fig. 260) souvent aciculaire. On connaît des cristaux en forme de barillets, en tablettes et de bipyramides. **Etat d'agrégation.** Dans les cavités des roches sont en druses et rosettes de petits cristaux, en croûtes, plus rarement en masses compactes terreuses et concrétionnées.

Couleur. Les variétés pures sont transparentes et incolores. Le plus souvent elle est colorée en jaune miel, brun ou vert. **Trait blanc.** **Éclat** adamantin, gras. $Nm = 2,135$ et $Np = 2,120$.

Dureté 3,5. Fragile. Cassure conchoïdale, inégale. **Clivage** pratiquement absent. **P. sp.** 7,19-7,25.

Caractères distinctifs. On peut la distinguer avec certitude de la pyromorphite et de la vanadinite seulement à l'aide des essais chimiques.

Examinée au chalumeau sur le charbon fond plus difficilement que la pyromorphite et en dégageant des vapeurs arsenicales à odeur alliée, donne un globule de plomb. Dans H_2SO_4 et HCl se dissout en laissant un dépôt de $PbSO_4$ et $PbCl_2$ difficilement soluble.

Origine et gisements. De même que la pyromorphite, elle se rencontre dans les zones d'oxydation des gisements de sulfures de plomb et de zinc, mais bien plus rarement. Très probablement l'arsenic doit provenir de l'oxydation des arséniures, sulfoarséniures,

sulfoarséniates, en particulier de l'arsénopyrite et des cuivres gris qui existent accessoirement dans les minerais primaires de plomb.

On a décrit un cas de formation de mimétèse endogène dans le gisement *hydrothermal* de basse température à Lilli (province de Sika-Sika, Bolivie) dans des filonnets accompagnée de quartz, calcédoine, calcite, etc.

A été découverte en U.R.S.S., sous formes de masses réniformes et de cristaux, dans de nombreux gisements plombo-zincifères de la

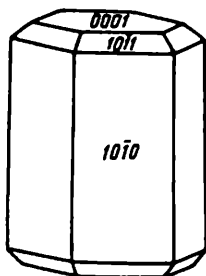


Fig. 260. Cristal de mimétèse.

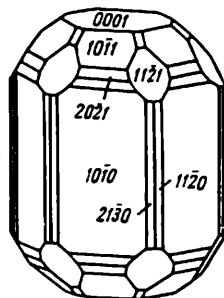


Fig. 261. Cristal de vanadinite.

Transbaïkalie orientale (région de Nértchinsk): Triokhsviatitél'skoïé, Spasskoïé, Klitchkinskoïé, Kadaïnskoïé et aussi à Kysyl-Espé (Kazakhstan), etc.

Parmi les gisements d'autres pays, il convient de citer celui de Tsouméb près d'Otavi (Sud-Ouest Africain), dans lequel se rencontrent de grands cristaux bien formés, Chihuahua (Mexique) et Tintic dans l'Utah (U.S.A.).

VANADINITE — $\text{Pb}_5[\text{VO}_4]_3 \text{Cl}$. Ce nom lui a été donné à cause de la présence dans sa composition de l'élément précieux, le vanadium.

Composition chimique. PbO 78,3 %, V_2O_5 19,3 %, Cl 2,4 %. Parfois sont présents en petites quantités P_2O_5 , As_2O_5 , etc.

Système hexagonal; bipyramide, sym. L^6PC . Aspect des cristaux. En règle générale, les cristaux sont petits et de faciès prismatique (fig. 261) ou aciculaire. Assez souvent on observe de petits cristaux en prismes creux ou en bipyramides aiguës qui forment des brosses cristallines dans les cavités et des assemblages parallèles de cristaux prismatiques (fig. 262) d'ailleurs connus également pour la pyromorphite. Se rencontre en agrégats réniformes à structure fibroradiée ou filiforme.

Couleur jaune, brune, quelquefois rouge. **Trait** blanc ou jaune pâle. **Eclat** adamantin, gras. $Nm = 2,354$ et $Np = 2,299$.

Dureté 3,0. **Fragile.** Cassure inégale. **Clivage** absent. **P. sp.** 6,66-7,10.

Caractères distinctifs. La dureté de la vanadinite est inférieure à celle de la pyromorphite et de la mimétèse. Une identification plus exacte doit être effectuée au chalumeau et par essais chimiques.

Examinée au chalumeau sur le charbon décrépite, fond facilement et se transforme en une masse noire brillante qui, en flamme réductrice, donne un globule de plomb. En même temps, le charbon se couvre d'un enduit jaune de $PbCl_2$. La perle au sel de phosphore, obtenue en flamme réductrice, est jaune rougeâtre à chaud et en refroidissant, devient d'un vert pur (réaction du vanadium). La solution de la poudre du minéral dans une goutte de HNO_3 dilué, évaporée à sec sur une lamelle de verre, donne un résidu rouge foncé (les autres minéraux de ce groupe donnent des résidus blancs ou gris).

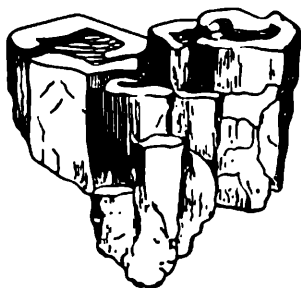


Fig. 262. Groupement de cristaux de vanadinite incomplètement développés.

Origine et gisements. De même que la pyromorphite et la mimétèse, elle se forme dans les zones d'oxydation des gisements sulfurés plombo-zincifères situés en général dans des roches carbonatées. On connaît des pseudomorphoses de pyromorphite.

Dans le gisement de *Souleïman-Saï* (Kazakhstan du Sud) la vanadinite a été trouvée en quantités importantes en cristaux bien formés et aussi en masses terreuses friables ou en croûtes enveloppant les restes non oxydés de petits cristaux de galène. Parmi les gisements d'autres pays mentionnons ceux de *Brokenhill* (Rothésie du Nord) et de *Lamentos* (Chihuahua, Mexique) qui présente un intérêt particulier en raison des accumulations que forment ici la vanadinite, la descloizite et la wulfénite dans les parties inférieures de la zone d'oxydation.

Importance pratique. Dans le cas de concentrations importantes de vanadinite celle-ci présente un intérêt industriel comme minéral de vanadium.

Généralisation. Comme il ressort des descriptions qui précèdent, les minéraux de ce groupe possèdent, outre des propriétés communes, des différences marquées qui dépendent de leur composition chimique. Comparons entre elles les propriétés essentielles des minéraux les plus importants (tableau 12).

De la comparaison des propriétés de la pyromorphite, de la mimétèse et de la vanadinite, il ressort qu'à mesure du remplacement successif dans l'anion complexe XO_4P de P par As et V la dureté du minéral diminue, alors que les indices de réfraction augmentent au contraire. Les différences de poids spécifique ne sont pas marquées en raison de la teneur en métal lourd (plomb) qui domine fortement les autres éléments.

Tableau 12

Propriétés essentielles des principaux minéraux du groupe de l'apatite

Minéral	P.sp.	Dureté	Indice de réfraction		Eclat
			Nm	Np	
Fluorapatite — $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3\text{F}$	3,2	5	1,633	1,629	Vitreux
Pyromorphite — $\text{Pb}_5[\text{PO}_4]_3\text{Cl}$	6,9	3,5-4	2,050	2,042	Adamantin
Mimétèse — $\text{Pb}_5[\text{AsO}_4]_3\text{Cl}$	7,2	3,5	2,135	2,120	»
Vanadinite — $\text{Pb}_5[\text{VO}_4]_3\text{Cl}$	7,0	3,0	2,354	2,299	»

Les grandes différences, existant entre les propriétés de l'apatite et celles des minéraux qu'on vient d'étudier, sont normales.

3. Groupe de l'amblygonite — triplite

AMBLYGONITE — $\text{LiAl}[\text{PO}_4]\text{F}$. Système triclinique. Se rencontre parfois en gros cristaux mal formés. Couleur blanche avec reflet verdâtre, bleuâtre, jaunâtre, etc. Translucide. Eclat vitreux, sur les plans de clivage nacré. Dureté 6. Fragile. Clivage le plus facile suivant {001}. P. sp. 2,98-3,15.

Au chalumeau fond facilement en gonflant. Colore la flamme en rouge (présence de lithium). Avec la poudre de magnésium donne la réaction du phosphore. Soluble dans H_2SO_4 .

Se rencontre dans les pegmatites en association avec d'autres minéraux lithinifères dans l'Estramadure (Espagne), à Gerbon (Maine, U.S.A.), etc.

LITHIOPHILITE — $\text{Li}(\text{Mn}, \text{Fe})\text{PO}_4$. Rare. Système orthorhombique. Couleur rose pâle, jaune, rouge-brun, bleu. Trait blanc ou légèrement coloré. Eclat vitreux. Dureté 4,5-5. Clivage suivant {001} facile et suivant {010} moins facile. P. sp. 3,5.

Examinée au chalumeau fond facilement en colorant la flamme en rouge. Soluble dans les acides. A l'essai donne les réactions de Mn, Fe et P.

A été rencontrée dans des pegmatites avec le quartz, le béryl et les minéraux de lithium à Branchville (Connecticut, U.S.A.) et ailleurs. Subit des transformations dans la zone d'oxydation.

TRIPLITE — $(\text{Mn}, \text{Fe})_2[\text{PO}_4]\text{F}$. Contient Ca et Mg en mélange isomorphe. Système monoclinique. Se rencontre en masses compactes. Couleur brune ou rose. Dureté 4-5. Clivage difficile. P. sp. 3,44-3,87.

Examinée au chalumeau fond facilement en donnant un globule magnétique; avec le borax dans la flamme oxydante donne une

perle violette (Mn). Avec la poudre de magnésium donne la réaction du phosphore. Soluble dans HCl.

Se rencontre dans les filons pegmatiques en association avec le quartz, le béryl, l'apatite, la fluorine, etc., de même que dans certains filons hydrothermaux. A été trouvée en U.R.S.S. dans les gisements hydrothermaux de la R.S.S.A. des Bouriates-Mongols en association avec le quartz, la rhodochrosite, etc. Subit des transformations dans la zone d'oxydation.

PHOSPHATES, ARSÉNIATES ET VANADATES HYDRATÉS

1. Groupe de la vivianite

Les minéraux de ce groupe comprennent les véritables sels hydratés, phosphates et arséniate à huit molécules d'eau hydratant les cations de fer, nickel et cobalt.

VIVIANITE — $\text{Fe}_2^{++}[\text{PO}_4]_3 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$. Composition chimique. FeO 43,0 %, P_2O_5 28,3 %, H_2O 28,7 %. Souvent on rencontre de l'oxyde ferrique qui se forme par oxydation de l'oxyde ferreux.

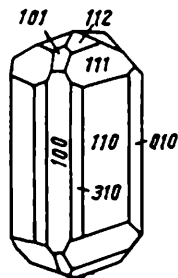


Fig. 263. Cristal de vivianite.

Système monoclinique; prisme, sym. $L^{\circ}PC$. Gr. sp. $C2/m(C_{2h}^2)$. $a_0 = 10,01$; $b_0 = 13,43$; $c_0 = 4,70$; $\beta = 104^{\circ}30'$. Aspect des cristaux. Habituellement de faciès prismatique (fig. 263), bacillaire et aciculaire. Etat d'agrégation. Souvent se présente en masses fibroradiées, étoilées, éventuellement réniformes, globulaires, ainsi que terreuses (« fer azuré »).

Couleur. A l'état non modifié la vivianite est de couleur claire et même incolore, transparente; oxydée partiellement à l'air libre devient bleu grisâtre ou vert grisâtre, bleu foncé à bleu-noir. Trait du minéral non oxydé, incolore, mais blanc bleuté, bleue ou brune pour des variétés oxydées. Eclat vitreux, sur les plans de clivage nacré. $N_g = 1,633$; $N_m = 1,603$ et $N_p = 1,579$.

Dureté 1,5-2. Fragile. Clivage assez facile suivant {010}. P. sp. 2,95.

Caractères distinctifs. Les variétés partiellement oxydées de la vivianite se reconnaissent aisément par leur coloration bleu verdâtre ou bleue, par la couleur de la rayure et sa faible dureté. Les amas fibroradiés, en baguettes, en étoiles qu'on rencontre fréquemment dans les poches de gîtes d'hydroxydes de fer constituées d'amoncements fossilisés d'os d'animaux et de coquilles sont très typiques.

Examinée au chalumeau rougit et fond (dans la flamme réductrice) en un globule magnétique brillant. Avec le sel de phosphore donne

une perle caractéristique du fer. Chauffée dans un tube dégage beaucoup de vapeur d'eau à réaction neutre, gonfle et se colore en gris et par place en rouge. Dans HCl et HNO₃ se dissout facilement.

Origine et gisements. La vivianite se forme au cours des processus exogènes mais en milieu réducteur. Souvent le phosphore est fourni par les restes organiques. Habituellement, elle est répandue dans des gisements sédimentaires de fer, riches en phosphore, et dans des tourbières (sous forme d'une variété terreuse) accompagnée de sidérose et d'autres minéraux ferreux. Dans la zone d'oxydation subit des transformations.

Les gisements, dans lesquels se rencontre la vivianite, sont assez nombreux. En U.R.S.S., on trouve souvent des agrégats cristallins de texture fibroradiée dans les coquilles et les cavités du gisement d'hématite brune de la presqu'île de Kertch (Crimée) et dans la presqu'île de Taman. La vivianite terreuse est largement répandue dans les gisements de fer des marais, par exemple dans la région de Moscou.

Importance pratique. Lorsqu'elle se trouve en concentrations importantes, elle est utilisée comme matière colorante à bon marché.

ANNABERGITE — $\text{Ni}_3[\text{AsO}_4]_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$. Nommée ainsi d'après le gisement découvert à Annaberg (Saxe). Synonyme: nickelocre.

Composition chimique. NiO 37,5 %, As₂O₅ 38,5 %, H₂O 24,0 %. Quelquefois contient en mélanges isomorphes Co, Fe, Mg, rarement Ca.

Système monoclinique; prisme, sym. L^2PC . Les cristaux de faciès capillaires se rencontrent très rarement. Habituellement, elle se présente en masses terreuses.

Couleur vert pomme à vert foncé. **Trait** faiblement coloré en vert. **Eclat** vitreux. $N_g = 1,687$, $N_m = 1,658$ et $N_p = 1,622$.

Dureté 2,5-3. **Fragile.** **Clivage** suivant {010} parfait. **P. sp.** 3,0.

Caractères distinctifs. Sont caractéristiques sa couleur verte et son association avec les arséniures de nickel: la nickéline, la chloanthite, etc., aux dépens desquels elle se forme habituellement.

Examinée au chalumeau fond en dégageant des vapeurs arsenicales et forme un bouton gris-noir (en flamme réductrice). Se dissout facilement dans les acides. La réaction avec la diméthylglyoxime est typique pour le Ni.

Origine et gisements. L'annabergite se rencontre exclusivement dans les zones d'oxydation des gisements dont les minerais primaires contiennent des arséniures de Ni. En général, elle les remplace directement.

Elle est connue dans les gisements des arséniures de nickel d'Annaberg et Schneeberg en Saxe (Allemagne), où elle forme des amas importants. Dans l'Oural et le Caucase du Nord ce minéral n'a qu'un intérêt minéralogique.

ÉRYTHRINE — $\text{Co}_3[\text{AsO}_4]_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$. « Erythros » en grec — rouge. Synonyme: cobaltocre, érythrite.

Composition chimique. CoO 37,5 %, As_2O_5 38,5 %, H_2O 24,0 %. En mélanges isomorphes on y trouve Ni, Mg, Fe, Ca et des impuretés mécaniques de substances étrangères.

Système monoclinique; prisme, sym. L^2PC . Les cristaux sont rares et petits. Possèdent un faciès aciculaire ou laminaire. Ordinairement, on la trouve en masse terreuse (« fiente de cobalt »). **Couleur** rouge framboise, rouge pêche, rose foncé. **Trait** rouge pâle. **Eclat** vitreux, et sur les plans de clivage, à reflet nacré. $N_g = 1,701$, $N_m = 1,663$ et $N_p = 1,629$.

Dureté 1,5-2,5 à 1 (pour les masses terreuses). **Clivage** suivant {010} assez facile. **P. sp.** 2,95.

Caractères distinctifs. Se reconnaît facilement d'après sa couleur voyante rose ou rouge, l'état terreux et l'association avec les arséniures de cobalt: cobaltine, smaltine, etc.

Examinée au chalumeau fond en un globule gris en dégageant une odeur d'arsenic et en colorant la flamme en bleu clair. Les perles bleu foncé au borax et au sel de phosphore sont très caractéristiques. Dans le tube fermé dégage beaucoup d'eau. Soluble dans HCl , en donnant une liqueur rose.

Origine et gisements. De même que l'annabergite, l'érythrine se rencontre dans les zones d'oxydation des gisements dont les minerais contiennent des arséniures de cobalt. On connaît des pseudomorphoses en smaltine.

Se rencontre dans les mêmes gisements que l'annabergite, car les arséniures de nickel et de cobalt coexistent le plus souvent. Cependant, dans certains gisements les arséniures de cobalt sont seuls présents et l'érythrine n'est plus accompagnée par l'annabergite. C'est le cas des gisements de Dachkessan (R.S.S. d'Azerbaïdjan), Ak-Djilga (chaîne d'Alaï, Asie centrale), etc.

2. Groupe de la scorodite

SCORODITE — $\text{Fe}^{+++}[\text{AsO}_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. De « scorodon » en grec — ail. A été nommé ainsi parce que sous l'effet du choc dégage une odeur rappelant celle de l'ail.

Composition chimique. Fe_2O_3 34,6 %, As_2O_5 49,8 %, H_2O 15,6 %. Il existe des variétés avec une teneur en Al_2O_3 jusqu'à 7,1 %, l'*alumoscorodite*. Les masses compactes contiennent souvent des impuretés.

Système orthorhombique; bipyramide, sym. $3L^23PC$. Gr. sp. *Peab* (D_{2h}^{15}). $a_0 = 10,28$; $b_0 = 10,00$; $c_0 = 8,90$. **Aspect des cristaux** bipyramidal, quelquefois combiné à des prismes (fig. 264). S'observe fréquemment en druses de petits cristaux. Habituellement, elle se rencontre en masses terreuses compactes.

Couleur blanc verdâtre, vert pomme, vert bleuâtre, gris brunâtre, quelquefois blanche (masses terreuses cryptocristallines). Une variété

impure, partiellement hydrolysée, colorée par les hydroxydes de fer, la *pitticite* est brun rougeâtre. $Ng = 1,79-1,81$; $Nm = 1,77-1,79$ et $Np = 1,76-1,78$.

Dureté 3,5. Fragile. Cassure inégale. Clivage difficile suivant $\{100\}$, $\{001\}$ et $\{201\}$. P. sp. 3,3.

Caractères distinctifs. Les petits cristaux bipyramidaux des cavités de roches et les masses compactes souvent mates ont des tons vert pâle typiques. Son association avec les résidus d'arsénopyrite non substituée est également très typique.

Examinée au chalumeau fond facilement en colorant la flamme en bleu et en dégageant une odeur d'ail. Sur le charbon forme avec la soude une scorie noire magnétique. Se dissout facilement dans HCl et partiellement dans HNO_3 . Une solution de KOH colore rapidement la poudre du minéral en brun rougeâtre.

Origine et gisements. Se forme parfois en masses importantes dans les zones d'oxydation des gisements riches en arsénopyrite. En général, se développe directement par métasomatose à partir de l'arsénopyrite et de la löllingite.

En U.R.S.S., elle se rencontre dans plusieurs gisements de minerais sulfurés riches en arsénopyrite. Dans le gisement de *Britch-Moulla* (Nord-Est de Tachkent) la scorodite se trouve en grandes quantités sous forme de masses compactes granulaires ou de formations colloïdales cryptocristallines à éclat cireux, diversement colorées : blanc, vert de toutes les nuances, brun et même noir. Parmi d'autres gisements citons : *Takeli* dans les monts de Karamasara (R.S.S. de Tadjikistan), *Kotchkar* et *Djetygara* (Oural du Sud), *Zapokrovskoïé* (Transbaïkalie orientale), etc.

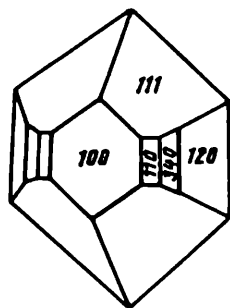


Fig. 264. Cristal de scorodite.

3. Groupe de l'uranite

On comprend sous ce nom un assez vaste groupe de phosphates basiques hydratés, arséniates et vanadates correspondant principalement aux sels doubles des métaux bivalents : Cu^{2+} et Ca^{2+} puis Mg^{2+} , Fe^{2+} , Mn^{2+} , Ba^{2+} , Pb^{2+} et K^+ avec U^{6+} ; ce dernier, comme on le pense, forme avec des anions complémentaires O^{2-} un cation complexe $[UO_2]^{2+}$. Les plus répandus sont les composés contenant huit molécules H_2O . Il convient de souligner qu'on est encore loin d'avoir inventorié toutes les espèces naturelles de ce groupe.

Leur propriété la plus caractéristique est le clivage parfait suivant une direction unique, ce qui les rapproche des micas.

Les structures cristallines des uranites sont du type lamellaire. Chaque couche est constituée, apparemment, de deux feuillets

de groupements tétraédriques XO_4 reliés ensemble par des cations U^{6+} entourés chacun de six ions d'oxygène. Entre ces couches peuvent s'intercaler des cations Cu, Ca, Ba... et les molécules H_2O .

A l'air libre, vu la faible tension de vapeurs d'eau, les variétés riches en eau subissent une déshydratation dont l'intensité est augmentée par le chauffage, ce qui entraîne la modification de certaines propriétés physiques, en particulier du poids spécifique et des indices de réfraction.

Toutes les espèces minérales de ce groupe possèdent une coloration jaune vif ou verte, un reflet nacré suivant les plans de clivage, une dureté relativement faible, une grande solubilité dans les acides et une forte radioactivité. Ces composés s'obtiennent facilement par synthèse à partir des solutions froides de composition et de concentration bien définies.

Enfin, presque tous ces minéraux se rencontrent, dans les mêmes conditions, comme produits d'oxydation de minerais d'uranium. Les concentrations importantes de ces minéraux ont une valeur pratique comme source de l'uranium, du radium et quelquefois de vanadium.

TORBERNITE — $\text{Cu}[\text{UO}_2]_2[\text{PO}_4]_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$. **Composition chimique.** D'après l'analyse : CuO 7,73 %, UO_3 57,50 %, P_2O_5 14,50 %, H_2O 20,30 %.

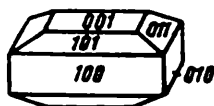


Fig. 265. Cristal de torbernite.

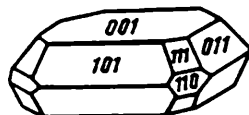


Fig. 266. Cristal d'autunite.

Ce résultat correspond assez exactement à la composition théorique. A la température de 45° perd quatre molécules d'eau et se transforme en métatorbernite.

Système quadratique; bipyramide bitéragonale, sym. L^4L^25PC . Gr. sp. $I4/mmm$ (D_{4h}^{11}). $a_0 = 7,06$; $c_0 = 20,5$. Aspect des cristaux. Les cristaux sont petits, bien formés, en tablettes (fig. 265). Se rencontre généralement en masses écailleuses ou pulvérulentes.

Les tablettes sont carrées suivant $\{001\}$. On a observé des groupements réguliers avec l'autunite.

Couleur vert émeraude. Eclat vitreux, nacré sur les plans de clivage. $N_m = 1,590-1,592$ et $N_p = 1,576-1,582$.

Dureté 2-2,5. Clivage suivant $\{001\}$ parfait. P. sp. 2,3-3,6. Fortement radioactive.

Caractères distinctifs. Le clivage parfait (comme pour les micas) et la couleur vert vif. Des autres minéraux verts se distingue par les constantes optiques et les réactions chimiques.

Examinée au chalumeau fond en un globule noir. Avec la soude, dans la flamme réductrice, donne un globule de cuivre. Se dissout dans HNO_3 ; par l'addition d'ammoniaque la solution se colore en bleu (cuivre) et le précipité en jaune.

Origine et gisements. Se forme dans les zones d'oxydation des pegmatites, dans les gisements uranifères d'origine hydrothermale, dans des roches sédimentaires, etc. S'observe habituellement en petites quantités sur les parois des fentes et des poches de dissolution, fréquemment sur de la limonite, quelquefois en association avec l'autunite et autres minéraux uranifères d'origine secondaires.

La torbernite appartient à un groupe de minéraux assez abondants.

AUTUNITE — $\text{Ca}[\text{UO}_2]_2[\text{PO}_4]_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$. Appelée ainsi car a été trouvée d'abord à Autun (France).

Composition chimique. CaO 6,1 %, UO_3 62,7 %, P_2O_5 15,5 %, H_2O 15,7%. Contient parfois: BaO , MgO , Fe_2O_3 , etc. (en quantités généralement faibles). On y a décelé également la présence d'actinium et du polonium.

Système quadratique; bipyramide bitéragonale, sym. L^4L^25PC . Gr. sp. $J4/mmm (D_{4h}^{17})$. $a_0 = 7,00$; $c_0 = 20,67$. **Aspect des cristaux.** Les cristaux sont en tablettes carrées très minces de faciès micacé (fig. 266). Aux angles, entre les faces, elle présente des formes proches de la torbernite. On observe les druses de petits cristaux ou des masses écailleuses.

Couleur verte, jaune verdâtre, jaune soufre. **Eclat** nacré sur les plans de clivage. $Ng = 1,594$, $Nm = 1,590$ et $Np = 1,571$.

Dureté 2-2,5. **Fragile.** **Clivage** suivant $\{001\}$ assez facile, suivant $\{100\}$ et $\{010\}$ il est moins net. **P.** sp. 3,05-3,19. Fortement radioactive. Luminescente. Sous les rayons ultraviolets s'illumine en vert jaunâtre.

Caractères distinctifs. Se distingue d'une façon précise des autres minéraux du groupe de l'uranite ayant une même couleur grâce à l'analyse spectrale et chimique.

Examinée au chalumeau gonfle légèrement et fond en un globule noir. La flamme se colore en rouge orangé (Ca). Dans un tube fermé donne beaucoup d'eau. Avec le borax donne la réaction de l'uranium. Se dissout dans HNO_3 ; la solution se colore en vert.

Origine et gisements. Se forme dans la zone d'oxydation des gisements uranifères comme tous les minéraux du groupe de l'uranite.

Les gisements dans lesquels on rencontre l'autunite sont assez nombreux: Autun (France), Schneeberg, Johanngeorgenstadt (Saxe, Allemagne), Redruth (Cornwall, Angleterre), pegmatites de Madagascar, etc.

TYUYAMUNITE — $\text{Ca}[\text{UO}_2]_2[\text{VO}_4]_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$. Trouvée par le savant soviétique K. Nénadkevitch à Tyuya-Muyun (Fergana).

Composition chimique. CaO 5,87 %, UO_3 59,96 %, V_2O_5 19,06 %, H_2O 15,11 %. Contient en petites quantités : Na_2O , K_2O , MgO , CuO (jusqu'à 4 % quelquefois), SiO_2 , etc.

Système orthorhombique; bipyramide rhombique, sym. $3L^23PC$. $a_0 = 10,63$; $b_0 = 8,36$; $c_0 = 20,40$. **Aspect des cristaux.** En lamelles minces (fig. 267). On a observé les formes $\{100\}$, $\{010\}$, $\{110\}$, $\{120\}$, $\{001\}$, $\{101\}$ et $\{111\}$. **Etat d'agrégation.** En masses terreuses finement écailleuses. Existe aussi sous forme d'enduits ou de petites croûtes dans les cavités des roches. **Couleur** jaune vif (jaune canari) parfois avec reflet verdâtre ou orangé. **Eclat** prononcé, nacré sur les plans de clivage. $Ng = 1,895$, $Nm = 1,870$ et $Np = 1,670$.



Fig. 267. Cristal de tyuyamunite.

Dureté 1. Fragile. **Clivage** suivant $\{001\}$ parfait, suivant $\{010\}$ et $\{100\}$ moyen. **P. sp.** 3,68 (variable suivant la teneur en eau). Fortement radioactive.

Caractères distinctifs. Se distingue d'autres minéraux du groupe de l'uranite de composition différente par les essais chimiques et les constantes optiques. En accumulations, finement dispersée, elle rappelle les efflorescences jaune vif de certains sulfates de fer mais s'en distingue par une solubilité très faible dans l'eau et sa radio-activité.

Au chalumeau fond facilement. Avec le borax donne la réaction très nette de l'uranium (en l'absence de cuivre). Dans le tube fermé dégage beaucoup d'eau. Se dissout facilement dans les acides. Donne la réaction de vanadium avec l'eau oxygénée. Dans certaines solutions et pour des concentrations bien définies le cation Ca^{2+} peut être remplacé par deux K^+ avec formation de carnotite.

Origine et gisements. Se rencontre, avec d'autres minéraux d'origine exogène, dans la zone d'oxydation des gisements des minerais uranifères. Se forme aussi en présence des substances organiques auxquelles sont généralement liés les minéraux de vanadium.

Il est fort possible que la tyuyamunite puisse se former aux dépens de la carnotite dans les roches sédimentaires par l'action, sur cette dernière, des eaux bicarbonatées sodiques. Les études expérimentales confirment la possibilité de remplacement du potassium par le calcium.

En U.R.S.S., elle se rencontre en maintes régions généralement sous forme de masses terreuses en association avec du gypse dans les fentes des roches sédimentaires contenant des restes organiques. Parmi les gisements d'autres pays mentionnons celui des grès à vanadium du Colorado (U.S.A.).

CARNOTITE — $K_2[VO_2]_2[VO_4]_2 \cdot 3H_2O$. Dédicée à A. Carnot.

Composition chimique. K_2O 10,44 %, VO_3 63,41 %, V_2O_5 20,16 %, H_2O 5,99 %. Contient comme impuretés: Na_2O , MgO , CaO , et en très petites quantités CuO , PbO , etc.

Système monoclinique; prisme rhombique, sym. L^2PC . Gr. sp. $P2_1/a(C_{2h})$. $a_0 = 10,47$; $b_0 = 8,41$; $c_0 = 6,91$; $\beta = 103^\circ 40'$. Se présente habituellement en masses pulvérulentes et en enduits.

Couleur jaune vif ou jaune verdâtre. **Eclat** prononcé, nacré sur les plans de clivage. $Ng = 1,950$, $Nm = 1,925$ et $Np = 1,750$.

Dureté 2-2,5. Fragile. **Clivage** parfait suivant $\{001\}$. P. sp. 4,46. Fortement radioactive.

Caractères distinctifs. Par plusieurs de ses caractères elle ressemble à la tyuyamunité; elle s'en distingue par ses constantes optiques.

Examinée au chalumeau fond facilement en un globule noir en colorant la flamme en violet pâle (il convient d'observer la couleur à travers un verre bleu qui absorbe la teinte jaune du sodium). Avec le borax donne une perle d'uranium. Se dissout facilement dans les acides. Avec l'eau oxygénée fournit la réaction du vanadium. La poudre humectée légèrement d' HCl devient rouge sang (présence de vanadium).

Origine et gisements. Se rencontre dans la zone d'altération des roches sédimentaires, principalement des grès, enrichies en restes organiques. A été découverte dans les grès jurassiques contenant du vanadium dans l'*Utah* et le *Colorado* (U.S.A.).

A été rencontrée également dans des grès calcaires du Katanga (Congo), de Radium-Hill (Australie) et en plusieurs autres endroits.

4. Groupe de la turquoise

On réunit ici les phosphates basiques, à cinq molécules d'eau, de Cu , Al et Fe^{3+} cristallisant dans le système triclinique. Nous ne décrivons que la turquoise.

TURQUOISE — $CuAl_6[PO_4]_4[OH]_8 \cdot 5H_2O$. Synonyme: callaïte (ancien nom de turquoise). Une variété riche en fer (Fe_2O_3 jusqu'à 20-21 %) a été appelée rashleigite.

Composition chimique. CuO 0,57 %, Al_2O_3 36,84 %, P_2O_5 34,12 %, H_2O 19,47 %. Contient diverses impuretés.

Système triclinique; pinacoïde. Répandue habituellement en masses cryptocristallines réniformes ou sous forme de croûtes, filonets ou d'amas informes.

Couleur bleu ciel, vert pomme, gris verdâtre. **Eclat** cireux. $Ng = 1,65$, $Nm = 1,62$ et $Np = 1,61$.

Dureté 5-6. Assez fragile. **Clivage** suivant $\{001\}$ parfait, suivant $\{010\}$ moyen. Cassure légèrement conchoïdale. P. sp. 2,60-2,83.

Caractères distinctifs. La couleur et l'éclat cireux. Cependant, dans bien des cas pour la distinguer du chrysocolle et d'autres minéraux de cuivre d'aspect identique il est nécessaire de recourir à des essais chimiques.

Examinée au chalumeau décrépite et brunit. La flamme se colore en vert pâle. Dans un tube fermé dégage beaucoup d'eau. Avec le borax et le sel de phosphore fournit la réaction du cuivre. Se dissout dans les acides; donne la réaction du phosphore.

Origine et gisements. Se forme souvent avec la limonite dans des conditions d'altération superficielle par l'action des eaux de surface chargées de cuivre sur des roches contenant de l'alumine (feldspaths, etc.) et du phosphore (apatite, etc.). On connaît également des cas où la turquoise s'est formée aux dépens des restes fossilisées d'os et de dents d'animaux (odontolite). L'origine organique de cette turquoise se révèle nettement en lames minces au microscope.

La meilleure turquoise provenait, pendant des siècles, du gisement de *Madan* (près de Nishāpur en Iran) où elle s'est formée avec la limonite, dans une roche volcanique altérée, la trachyte, sous forme d'amas informes et de minces veinules. De là la turquoise, gemme précieuse, était expédiée vers l'Europe par la Turquie. Mentionnons parmi d'autres gisements ceux de *Wadi-Magara* (presqu'île du Sinaï) et de *Kara-Tubé* (au Sud de Samarkand), etc.

Importance pratique. Les turquoises aux belles teintes (bleu ciel) sont employées en bijouterie. Les variétés moins belles sont colorées artificiellement.

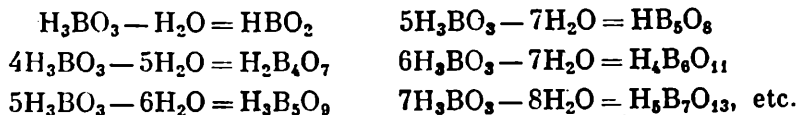
Classe 7

BORATES

Remarques générales. A cette classe appartiennent des composés des acides boriques, au nombre desquels figurent, outre l'acide orthoborique HBO_3 , l'acide métaborique HBO_2 et aussi les acides dits polyboriques.

Ces hypothétiques acides polyboriques se déduisent par retrait d'un certain nombre de molécules H_2O de la quantité de molécules contenue dans l'acide orthoborique normal.

Dans les conditions naturelles on rencontre le plus souvent les sels des acides boriques suivants:



Tous les borates renferment des cations Al^{3+} , Fe^{3+} et Mn^{3+} , ainsi on connaît les sels avec des cations bivalents à faible rayon ionique (Mg , Fe^{2+}). Existents également les orthosels Mg^{2+} acides

et basiques, et dans un cas en combinaison avec Ti^{4+} . Le calcium ne s'observe que dans des sels doubles.

Tous ces *orthoborates* se rencontrent exclusivement sous forme de composés anhydres. Les véritables orthoborates ne sont solubles ni dans l'eau ni dans les acides (ou très difficilement), ils fondent à haute température et possèdent une grande dureté.

Pour les *polyborates* les gros cations Ca^{2+} et Na^+ (mais pas Mg^{2+}) sont assez typiques et ils sont répandus presque exclusivement sous forme de sels hydratés. Les polyborates de Na^+ et d'autres cations forts sont facilement solubles dans l'eau froide, tandis que les borates doubles de Na^+ et Ca^{2+} le sont dans l'eau chaude. Les polyborates anhydres de magnésium (par exemple la boracite) s'hydratent graduellement dans un milieu aqueux à la température ordinaire, ce qui ne s'observe pas pour les orthoborates.

Il est intéressant de noter certaines autres particularités du comportement du bore dans les conditions naturelles. Il a été établi qu'à basse température B_2O_3 est susceptible d'être éliminé par CO_2 , le phénomène inverse a lieu à haute température. Au cours de l'altération on peut observer le remplacement des borates par les carbonates comme cela a été établi dans les gisements de borates Inderskoïé. D'un autre côté, dans les gisements pyrométasomatiques on connaît des borates formés par substitution dans les calcaires.

Le bore appartient au nombre des éléments assez mobiles dans les solutions aqueuses contenant des composants tels que Cl , OH et surtout F pour lequel il a une grande affinité chimique. Pour cette raison, la concentration et la formation des composés boriques s'opère dans les *produits résiduels* de divers processus géologiques, en partie dans les pegmatites et les formations hydrothermales (orthoborates, borosilicates), mais principalement dans les bassins salins en voie d'assèchement enrichis en bore (polyborates, éventuellement borosilicates hydratés).

Par certaines propriétés cristallochimiques les borates sont plus proches des silicates que des autres oxyssels. Les borates qui contiennent dans leurs structures cristallines les complexes anioniques simples $[BO_3]^{3-}$ et $[BO_4]^{6-}$ se distinguent peu des oxyssels typiques et des orthosilicates avec leurs groupements $[SiO_4]^{4-}$. Cependant, il se forme de nombreux borates de même que des silicates, contrairement à ce qui a lieu pour d'autres types de sels

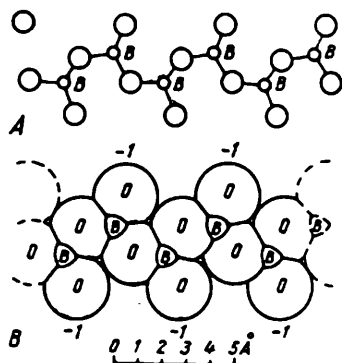


Fig. 268. Structure en chaînes continues de groupements BO_3 .
A — disposition des centres des ions; B — arrangement en chaînes dans la structure cristalline.

à complexes anioniques plus compliqués, composés de groupements $[\text{BO}_3]^{3-}$ liés ensemble et formant les sommets communs de triangles (fig. 268), ce qui a pour résultat la formation d'associations continues d'anions en chaînes, feuillets, charpentés, etc., chargés négativement et qui sont typiques pour les polyborates.

BORATES ANHYDRES

Les borates anhydres sont représentés principalement par les sels de l'acide orthoborique (neutres, acides et basiques). Quelques minéraux isolés appartiennent aux méta- et polyborates.

ASCHARITE — MgHBO_3 ou $2\text{MgO} \cdot \text{B}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$. Ce nom provient de la localité géographique Ascharie, ancienne dénomination de la province romaine Aschersleben en Saxe. Synonyme: *szaibélyite* (terme employé aux U.S.A.). **Composition chimique.** MgO 47,91 %, B_2O_3 41,38 %, H_2O 10,71 %. Quelquefois, on décèle du manganèse. Le fluor existe en faible quantité.

Système orthorhombique. Se rencontre en masses friables, rappelant la craie, plus rarement en masses compactes de fibres parallèles ou capillaires.

Couleur blanche. Eclat vitreux; les masses friables sont opaques. $N_g = 1,650$, $N_m = 1,646$ et $N_p = 1,575$.

Dureté 3-3,5. Les masses friables rappelant la craie tachent les doigts. **P. sp.** 2,65.

Caractères distinctifs. Se détermine approximativement à l'œil nu si elle est en paragenèse avec d'autres borates. L'identification exacte n'est possible que par les constantes optiques et l'analyse chimique.

Examinée au chalumeau fond en émail et colore fortement la flamme en vert (présence du bore). Insoluble dans l'eau. Se dissout difficilement dans les acides. Dégage la majeure partie de l'eau à la température de 800° .

Origine et gisements. L'ascharite se rencontre le plus souvent comme minéral secondaire dans les gisements sédimentaires de borates. Elle se forme dans des régions à climat sec et chaud comme produit de transformation naturelle et de déshydratation d'autres composés hydratés de l'acide borique. Par métasomatose, elle s'accumule aussi dans les argiles. Dans des vides de dissolution, l'ascharite s'observe en masses colloformes, réniformes de structure fibroradiée ou aciculaire.

On connaît également des cas de présence d'ascharite dans des gisements pyrométasomatiques au sein des calcaires ou des dolomies en association avec la serpentine (hydrosilicate de magnésium), magnétite et autres minéraux.

Parmi les gisements d'autres pays mentionnons les suivants: près d'Aschersleben et à Neustassfurt (Saxe), Rețbanea (Roumanie), Hungary (Nevada, U.S.A.).

Importance pratique. Elle présente un intérêt industriel lorsqu'elle se rencontre en concentrations importantes avec d'autres borates.

Les borates représentent la matière première pour l'extraction de l'acide borique qui a de nombreux usages. Dans l'industrie chimique il sert de produit de base pour la fabrication des sels boriques. De pair avec le borax, il s'emploie dans la fabrication de l'émail des ustensiles en fer et des glaçures (le coefficient de dilatation d'un tel émail est proche de celui du métal), pour l'imprégnation des mèches des bougies afin de les rendre rigides au cours de la combustion, en mégisserie, en médecine, etc.

Le borax s'emploie en outre dans la verrerie pour la fabrication des verres de lampes et d'autres verres soumis aux changements de température, du verre « pyrex » (11,8 % de B_2O_3), de la verrerie de laboratoire (pour les lentilles optiques que fabrique la firme Zeiss, on utilise le verre avec une teneur en B_2O_3 allant jusqu'à 56 %). Grâce à sa faculté de dissoudre les oxydes métalliques, le borax est employé comme fondant dans la soudure, car il empêche la formation d'oxydes sur la surface à souder.

Le borax s'ajoute à la pâte à papier, pour la fabrication du papier glacé de qualité supérieure et aussi pour le rendre incombustible. En outre, les composés du bore ont une grande importance dans l'agriculture: un dosage approprié permet d'établir un régime optimal dans l'utilisation par les plantes des sels potassiques et d'augmenter ainsi le rendement des récoltes.

Les derniers temps, le bore a acquit une importance exceptionnelle dans la préparation du combustible à pouvoir énergétique élevé destiné aux moteurs à réaction. Les carbures de bore (B_4C , B_3C) sont des matières abrasives de haute qualité. Les borures de W, Ti, Ta sont infusibles et doués d'une grande dureté. L'acier au bore est employé dans les réacteurs atomiques.

BORACITE — $Mg_3B_7O_{13}Cl$. **Composition chimique.** B_2O_3 62,1 %, MgO 30,7 %, Cl 8,1 %.

Système pseudocubique. Au-dessus de 265° devient cubique. Au-dessous de 265° se transforme en une variété orthorhombique. Gr. sp. de la modification de haute température $F\bar{4}3c(T_d)$. $a_0 = 12,10$. **Aspect des cristaux.** En cubes ou octaèdres (fig. 269). S'observe aussi en masses compactes finement granulées ressemblant à du marbre.

Couleur blanche avec un reflet grisâtre, jaunâtre ou verdâtre. **Eclat** vitreux prononcé. $Ng = 1,673$, $Nm = 1,667$ et $Np = 1,662$.

Dureté 7. **Clivage** absent. **Cassure** conchoïdale. **P. sp.** 2,95.

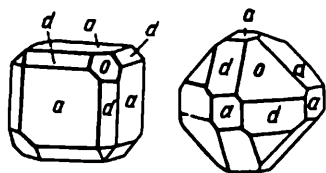


Fig. 269. Cristaux de boracite: a {100}, o {111}, d {110}.

Caractères distinctifs. Les cristaux du système cubique qu'on décèle en lames minces au microscope, l'anisotropie optique et une structure complexe sont caractéristiques pour la boracite. La grande dureté (7) et le poids spécifique assez élevé sont aussi des caractères distinctifs.

Examinée au chalumeau fond assez facilement en un globule d'émail blanc et colore la flamme en vert. Insoluble dans l'eau; dans HCl se dissout lentement. En s'altérant absorbe de l'eau et devient fibreuse (se transforme manifestement en un autre minéral).

Origine et gisements. Se rencontre dans les gisements salifères avec la carnallite, sylvine, halite, gypse, anhydrite et autres minéraux. Se forme vraisemblablement, au cours du métamorphisme, par déshydratation des borates de magnésium originellement hydratés. Répandue dans les gisements de Stassfurt (Anhalt), Lunebourg (Hanovre), etc. Ce minéral est important du point de vue industriel.

BORATES HYDRATÉS

Presque tous les sels hydratés décrits ici correspondent aux polyborates de Mg, Na et Ca.

BORAX — $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$. Système monoclinique. Gr. sp. $C2/c(C_{2h}^2)$. $a_0 = 11,82$; $b_0 = 10,61$; $c_0 = 12,30$; $\beta = 106^\circ 35'$.

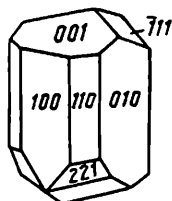


Fig. 270. Cristal de borax.

Aspect des cristaux. Se rencontre quelquefois en gros cristaux prismatiques (fig. 270). Répandu également en masses terreuses.

Couleur. Incolore mais habituellement blanc avec reflet grisâtre, jaunâtre, bleuâtre ou verdâtre. Eclat vitreux, résineux.

Dureté 2-2,5. Clivage suivant $\{110\}$ difficile. P. sp. 1,69-1,72.

Caractères distinctifs. Réaction du bore par coloration de la flamme. Sa dureté, relativement faible, et sa grande solubilité dans l'eau sont typiques. On ne peut le distinguer de l'ulexite, qui lui ressemble, que par l'analyse chimique (le borax ne contient pas de calcium).

Examinée au chalumeau gonfle fortement et fond ensuite en un globule transparent. Soluble dans l'eau; la solution possède une faible réaction alcaline. Goût faiblement sucré et acidulé.

A l'air se déshydrate facilement, se trouble et finalement se transforme en une poudre blanche (probablement tincalconite ou kernite). A l'état fondu possède la propriété de dissoudre les oxydes métalliques. Pour son utilisation voir l'ascharite.

Origine et gisements. Le borax se forme dans les lacs salins boriqués, en voie d'assèchement. Il se rencontre avec d'autres sels de

sodium en grandes quantités sur les bords des lacs du Cachemire et du Tibet; dans certains lacs de Californie: région de la Vallée de la Mort (San Bernardino) où il se forme, probablement, par altération des dépôts de colemanite et kernite. En U.R.S.S., les gisements de borax sont connus dans les volcans de boue de Crimée.

ULEXITE — $\text{NaCaB}_5\text{O}_9 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$. La dénomination de boranatrocalcite qu'on donne aussi à ce minéral d'après les éléments le constituant n'est pas très heureuse, car il existe un autre borate de composition qualitative analogue, la probertite $\text{NaCaB}_5\text{O}_9 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$.

Composition chimique. Na_2O 7,7 %, CaO 13,8 %, B_2O_3 43,0 %, H_2O 35,5 %. Comme impuretés sont présents en petites quantités K_2O et MgO ainsi que d'autres matières étrangères.

Système triclinique; pinacoïde (?). Se présente en rognons ou en masses réniformes de structure fibreuse ou aciculaire, à éclat soyeux, quelquefois en fibres entremêlées. On rencontre éventuellement des amas de lamelles fines.

Couleur blanche. **Eclat** vitreux, soyeux. $N_g = 1,519$, $N_m = 1,505$ et $N_p = 1,496$.

Dureté 1. **Clivage.** Au microscope il s'observe suivant trois directions se recoupant à angle droit, ce qui confère aux lamelles un aspect rectangulaire. **P. sp.** 1,65.

Caractères distinctifs. Faible dureté, structure en masse fibreuse à éclat soyeux et insolubilité dans l'eau. Pour une identification plus exacte une analyse chimique et la mesure des constantes optiques sont indispensables.

Examinée au chalumeau gonfle et fond facilement en un verre transparent contenant des bulles d'air. Colore la flamme en vert. Presque insoluble dans l'eau froide, mais soluble dans l'eau chaude. Facilement soluble dans les acides.

Origine et gisements. Se formant sous un climat chaud et sec, elle se rencontre sur l'emplacement d'anciens lacs salés desséchés et en particulier dans les solontchaks. Au cours de l'altération de dômes de sel contenant des borates, l'ulexite peut se former aux dépens de l'hydroboracite et quelquefois de l'inoïte ($\text{Ca}_2\text{B}_6\text{O}_{11} \cdot 13\text{H}_2\text{O}$) à condition que les eaux d'infiltration aient une concentration en sodium suffisamment élevée. Au cas d'une teneur en sodium plus faible, cet élément peut passer lui-même dans l'inoïte. Par suite des pertes d'eau par évaporation dans les nappes d'eau stagnantes, l'ulexite se développe par métasomatose dans les roches encaissantes, en particulier dans les argiles.

En U.R.S.S., elle se rencontre sporadiquement. Elle est connue en grandes quantités dans les formations de solontchaks en Californie: *Vallée de la Mort*, dans la région du désert de *Wales*, près de Kern; à *Lange* (Los Angeles) avec de la colemanite et aussi dans les régions désertiques de l'Etat de Nevada (Esmeralda), etc.; dans les régions arides de la province de *Tarapaca* (Chili), etc.

Importance pratique. De même que les autres borates elle présente dans le cas d'accumulations importantes un intérêt industriel comme source de composés boriques. Pour ses usages voir l'ascharite.

HYDROBORACITE — $\text{MgCaB}_6\text{O}_{11} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$. Ce minéral n'a pas une variété de la boracite dont il se distingue nettement par sa composition. MgO 9,9 %, CaO 13,9 %, B_2O_3 49,5 %, H_2O 26,7 %. Contient des alcalis en très petites quantités. Elle a été définie par l'académicien G. Guess.

Système monoclinique. Se rencontre en masses aciculaires ou fibreuses, éventuellement en amas concrétionnés sphériques ou étoilés d'un bel effet.

Couleur. Incolore ou blanche, rarement colorée en rose, rouge ou gris. **Eclat** vitreux. $N_g = 1,571$, $N_m = 1,534$ et $N_p = 1,522$.

Dureté 2. Fragile. **Clivage** suivant {010} parfait. **P. sp.** 2,167.

Caractères distinctifs. Il est impossible de la distinguer des borates qui lui ressemblent d'après les seuls caractères externes sans effectuer des mesures des constantes optiques et des essais chimiques.

Examinée au chalumeau fond facilement en un verre qui ne se trouble pas en se refroidissant; la flamme se colore en vert. Quasi insoluble dans l'eau même à l'ébullition. Soluble dans les acides faiblement chauffés.

Origine et gisements. Se rencontre dans les gisements de sel gemme contenant du bore et dont les couches alternent avec des dépôts de gypse, de l'anhydrite et d'argiles. L'enrichissement en hydroboracite des argiles s'explique par leur propriété d'adsorber les substances étrangères et, peut être, plus particulièrement les sels boriques.

Au cours de la formation des dômes de sel, l'hydroboracite, en pénétrant dans la zone d'altération et d'action des eaux d'infiltration superficielle, devient instable, et, suivant le cas, se redépote ou bien est progressivement remplacée par des borates plus stables (ulexite, inyoïte, colemanite, ascharite, etc.), qui se développent par métagénèse ou se déposent dans des vides de dissolution (grottes et cavités karstiques) à des profondeurs diverses. De cette façon il se forme, graduellement avec du gypse, des accumulations énormes de sels boriques secondaires sous forme de chapeaux couronnant les dômes de sel.

Parmi les gisements étrangers mentionnons celui de *Stassfurt* en Allemagne et le gisement dans la région Inyo en Californie.

Importance pratique. En accumulations importantes, l'hydroboracite représente une matière première importante pour l'industrie chimique comme source des composés d'acide borique. Pour son usage voir ascharite.

COLEMANITE — $\text{Ca}_2\text{B}_6\text{O}_{11} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$. Système monoclinique. Les cristaux sont en bâtonnets courts ou en bipyramides. Le plus souvent elle est répandue en masses granulaires ou globulaires.

Couleur blanche. Eclat vitreux. $N_g = 1,614$, $N_m = 1,592$ et $N_p = 1,586$.

Dureté 4. Clivage suivant $\{010\}$ parfait. P. sp. 2,44. Insoluble dans l'eau. Soluble dans HCl à chaud.

Les gisements importants de colemanite, en association avec du gypse et d'autres minéraux boriques, sont connus en Californie et au Nevada sur les emplacements des anciens lacs salés desséchés et dans des solontchaks des régions à climat chaud et sec. Au Chili, près de Bacos-del-Toro, la colemanite constitue des dépôts de sources chaudes. En quantités moyennes elle se rencontre dans le gisement Inderskoïé.

PANDERMITE — $\text{Ca}_4\text{B}_{10}\text{O}_{19} \cdot 7\text{H}_2\text{O}$. Synonyme: pricéite. Système monoclinique ou triclinique. S'observe en masses compactes métacolloïdales réniformes de couleur blanche à cassure mate conchoïdale. $N_g = 1,593$ et $N_p = 1,574$.

Dureté 3,5. P. sp. 2,43. Par son comportement au chalumeau et dans les acides ressemble à la colemanite.

A été découverte près du port de Panderma dans la mer de Marmara (Turquie). A été rencontrée à *Inyo* et dans d'autres endroits de la Californie (U.S.A.). En quantités importantes existe sous forme de masses compactes dans le gisement *Inderskoïé* (au Nord de la mer Caspienne).

Classe 8

LES SILICATES

Remarques générales. Un nombre très élevé de minéraux appartient à la classe des silicates: on y range environ un tiers des espèces minérales connues. Leur importance quantitative apparaît encore mieux, si on considère leur abondance dans la croûte terrestre, en espèces et en poids.

Les calculs de A. Fersman montrent que les silicates constituent 75 % de la croûte terrestre. Si nous y ajoutons les 12 % de silice libre (surtout sous forme de quartz et d'opale), nous verrons encore plus clairement le rôle exceptionnel que joue le silicium dans la géochimie.

Beaucoup de silicates constituent l'élément de base de nombreuses roches; cela est vrai non seulement pour toutes les roches magmatiques, leurs variétés hydrothermales et les formations pyrométasomatiques, mais aussi pour les produits de leur altération, et pour de nombreuses roches sédimentaires (surtout argile et schistes argileux), ainsi que pour des schistes cristallins variés. Ils jouent également

un rôle important dans la composition minérale de presque tous les gisements de minerais, et pas uniquement comme compagnons des minéraux exploités, mais aussi, dans bien des cas, comme sources de métaux précieux (Ni, Zn, Be, Zr, Li, Cs, Rb, U, TR, etc.). On connaît aussi beaucoup de minerais non métalliques, sous forme de silicates. L'asbeste, par exemple, entre dans ce groupe, de même que le kaolin, les argiles décolorantes, les feldspaths (matière première pour des produits réfractaires, l'industrie céramique), etc., sans parler des divers matériaux de construction. Et toute une série de silicates (émeraude, aigue-marine, tourmaline, topaze, rhodnite, néphrite, etc.) est utilisée depuis toujours en bijouterie et comme pierres d'ornement.

Les principaux éléments qui entrent dans la composition des silicates sont :

Na, K, Li

Ca, Mg, Fe⁺⁺, Mn⁺⁺, Be Si, Zr, Ti

Al, Fe⁺⁺⁺, B O, F, H (sous forme de H⁺, [OH]⁻ et H₂O)

De nombreux autres éléments (Rb, Cs, Ba, Sr, Pb, Zn, Ni, Co, Cu, Bi, Sb, Cr, V, Sc, Y, TR, Th, Sn, U, Nb, S, Cl, C sous forme de [CO₃]²⁻, P, etc.) sont présents, mais dans des minéraux relativement rares.

Malgré le nombre relativement restreint des éléments principaux, cités plus haut, qui entrent dans des silicates, la nature offre une extraordinaire diversité de composés, à la structure souvent très complexe, et à la composition souvent variable. Dans les classes déjà examinées d'oxysels, la composition chimique des minéraux s'exprimait, nous l'avons vu, au moyen de formules chimiques relativement simples. Assez peu de minéraux, parmi les silicates, sont dans ce cas. En règle générale, les données de l'analyse chimique ne permettent souvent pas d'établir des formules simples à cause de la présence de nombreuses impuretés, à cause aussi d'une certaine inconstance dans la composition même des espèces minérales. On ne peut expliquer ce phénomène par une erreur dans l'analyse chimique, ou par l'inclusion microscopique d'un minéral étranger. La complexité de ces composés repose sur ses caractères cristallographiques, comme nous le verrons au cours de la description des différents groupes de minéraux.

Constitution des silicates. Avant la mise au point de l'analyse aux rayons X, le problème de la nature chimique des silicates occupait déjà beaucoup les chercheurs. De grands savants s'y sont intéressés, Vernadski, Tschermak, Groot, Clarke entre autres.

On attaquait ce difficile problème par des voies diverses : juxtaposition méticuleuse des formules empiriques des minéraux,

compte tenu des valences connues alors, étude détaillée des propriétés chimiques et physiques des minéraux et des produits de synthèse obtenus au laboratoire, étude du comportement des minéraux dans des conditions naturelles, avec accent porté sur les produits de leur décomposition; des règles empiriques furent ainsi établies. Au total, cela représentait un travail énorme.

Des idées hypothétiques, souvent contradictoires, basées sur de nombreuses conclusions indirectes, se firent jour au sujet de la constitution de nombreux silicates complexes, auxquels on attribuait telle ou telle formule structurale. Une série de concepts, déduits avec une étonnante intuition (Vernadski), est encore entièrement valable de nos jours, mais quelques-unes des conclusions ont dû être abandonnées, après application des méthodes précises dont nous disposons aujourd'hui.

Bien que les premières hypothèses aient dans leur majorité perdu de nos jours leur valeur, il faut cependant noter qu'elles ont joué historiquement un rôle important pour le développement de la minéralogie des silicates. Sans ces recherches, et notamment celles qui ont porté sur l'étude des propriétés des minéraux, le déchiffrement de toute une série de structures cristallines particulièrement complexes, celles des feldspaths par exemple, aurait été encore retardé.

Voyons maintenant quelques points de la terminologie qu'on utilise en minéralogie.

D'après l'image que l'on se faisait de la structure moléculaire de la matière, on considérait les silicates comme des sels (acides, neutres et basiques) de nombreux acides hypothétiques: siliciques, alumino-siliciques, titano-zircono-siliciques, etc. Cela donnait, pour les silicates proprement dits, les groupes suivants:

- 1) orthosilicates (sels de l'acide H_4SiO_4),
- 2) métasilicates (sels de l'acide H_2SiO_3),
- 3) pyrosilicates (sels de l'acide $H_6Si_2O_7$), etc.

Pour le premier groupe de composés, nous pouvons encore discerner, comme nous le verrons plus loin, des caractères de sels véritables (diverses propriétés et, notamment, structure des réseaux cristallins), analogues aux phosphates, sulfates, etc., déjà décrits. Mais pour les sels suivants, surtout ceux qui sont plus riches en silice, ces caractères s'affaiblissent beaucoup. Les derniers types de composés occupent en fait une position intermédiaire entre des sels véritables et des oxydes (en particulier SiO_2).

Rappelons aussi qu'on rencontre dans la littérature d'autres dénominations, moins heureuses, des groupes de silicates, basées sur les rapports quantitatifs entre les atomes d'oxygène de l'anhydride SiO_2 et des bases (d'après des formules empiriques). Les orthosilicates (par exemple la forstérite $2MgO \cdot SiO_2$) étaient appelés *monosilicates*, parce que le rapport du nombre des atomes d'oxygène de SiO_2 et MgO (2 : 2) est égal à 1; les métasilicates étaient des

disilicates (par exemple l'enstatite $\text{MgO} \cdot \text{SiO}_2$); vue sous cet angle, l'albite $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2$ était un *trisilicate*.

L'image que l'on se fait actuellement de la constitution des silicates s'est développée surtout grâce à la synthèse de résultats obtenus en cristallographie.

L'étude aux rayons X de nombreuses dizaines de silicates les plus variés quant à leur composition a permis d'aboutir aux importantes conclusions suivantes, qui ont trait aux particularités des structures cristallines de ces composés.

1. Dans tous les silicates examinés, chaque ion Si^{4+} se trouve toujours dans l'entourage de quatre ions O^{2-} , qui occupent autour de lui les 4 sommets d'un tétraèdre (fig. 271). La liaison des ions oxygène avec le silicium est beaucoup plus forte qu'avec les autres métaux qui jouent le rôle de cations dans les architectures cristallines de silicates. Les dimensions de ce tétraèdre SiO_4 sont à peu près toujours constantes. La distance $\text{Si} - \text{O}$ ne mesure que 1,6 Å environ. Ce fait et d'autres données obtenues par les rayons X font penser que la liaison $\text{Si} - \text{O}$ est une grande part de nature covalente.

Ainsi, le tétraèdre silice-oxygène, c'est-à-dire l'assemblage $[\text{SiO}_4]^{4-}$, se présente comme l'unité structurale de base de tous les silicates.

2. Les tétraèdres SiO_4 peuvent, dans les architectures cristallines, soit se trouver sous forme d'unités structurales SiO_4 isolées, soit se souder les uns aux autres de façon variée, pour former des radicaux anioniques complexes. La soudure de ces tétraèdres ne se réalise que par les angles avec mise en commun de sommets, et jamais par les arêtes ou les faces. La trame la plus complète apparaît lorsque les quatre sommets de chaque tétraèdre sont en même temps les sommets des quatre tétraèdres SiO_4 qui l'entourent. Comme nous le savons, c'est le cas des ensembles cristallins des minéraux du groupe du quartz (voir fig. 182 et 183) de formule générale SiO_2 .

Le rapport $\text{O} : \text{Si}$ peut donc, dans les radicaux anioniques complexes, osciller entre des limites allant de 4 : 1 à 2 : 1.

3. Selon que les tétraèdres SiO_4 sont ou non soudés, et selon le mode de cette association, nous aurons affaire à des ensembles tridimensionnels différents de ces radicaux anioniques complexes.

En voici les exemples les plus typiques :

a) Le complexe anionique est représenté par des *tétraèdres* $[\text{SiO}_4]^{4-}$ isolés (fig. 271, a), qui retiennent ensemble des cations d'autres métaux. La charge négative globale de chacun de ces groupes égale 4 (chaque ion d'oxygène ne donne au silicium que la moitié de sa charge négative, qui est de 2). Ce type de structure est largement représenté dans les orthosilicates, par exemple le zircon $\text{Zr}[\text{SiO}_4]$, la forstérite $\text{Mg}_2[\text{SiO}_4]$, le grenat $\text{Ca}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$, etc.

b) Le radical anionique complexe est formé de *groupes isolés* $[\text{Si}_2\text{O}_7]^{6-}$, composés de 2 tétraèdres SiO_4 soudés par le sommet commun

(fig. 271,b). Il est facile de calculer que la charge négative globale de cet ensemble égale 6. L'ion oxygène qui se trouve au sommet commun est inerte, du point de vue électrostatique. Les ions oxygène actifs, dont les charges sont neutralisées dans la trame cristalline par les cations métalliques, sont disposés aux deux extrémités opposées du complexe anionique (fig. 271,b). Il y a peu d'exemples de composés (pyrosilicates) possédant de tels complexes anioniques (thortveitite — $\text{Sc}_2[\text{Si}_2\text{O}_7]$).

c) L'anion complexe comporte trois, quatre, six tétraèdres SiO_4 , soudés ensemble déjà par deux sommets communs en *anneaux plans*

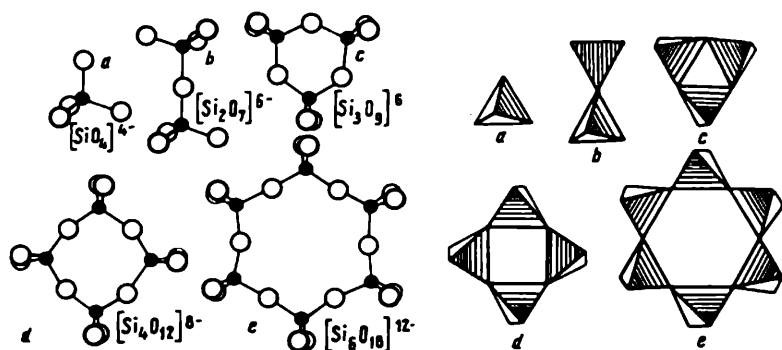


Fig. 271. Mode de groupements de tétraèdres SiO_4 (schéma et modèle).

a — tétraèdre isolé $[\text{SiO}_4]^{4-}$; b — groupement de deux tétraèdres soudés par le sommet commun $[\text{Si}_2\text{O}_7]^{6-}$; c — groupement de trois tétraèdres soudés en anneau $[\text{Si}_3\text{O}_9]^{6-}$; d — groupement de quatre tétraèdres soudés en anneau $[\text{Si}_4\text{O}_{12}]^{8-}$; e — groupement de six tétraèdres soudés en anneau $[\text{Si}_6\text{O}_{18}]^{12-}$.

isolés (fig. 271, c,d,e). Les complexes anioniques correspondent respectivement aux formules: $[\text{Si}_4\text{O}_9]^{6-}$, $[\text{Si}_4\text{O}_{12}]^{8-}$ et $[\text{Si}_6\text{O}_{18}]^{12-}$. La valence totale de chacun de ces radicaux se détermine par le nombre des ions oxygène externes, dont chacun possède une valence négative non saturée. On peut donner comme exemple la bénomite $\text{BaTi}[\text{Si}_3\text{O}_9]$ et le béryl $\text{Be}_2\text{Al}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$. Dans la classification ancienne, on rapportait aux métasilicates $\text{R}''[\text{SiO}_3]$ des composés de ce type, sur la seule base de leur formule chimique. Il faut ajouter que N. Bélov a mis en évidence dans certains silicates (milarite, tourmaline) un type nouveau d'anions: il s'agit de complexes formés d'anneaux jumelés (à deux étages).

d) Les complexes anioniques sont alignés en *chaînes continues* de tétraèdres SiO_4 soudés entre eux. Dans le haut de la figure 272 on a représenté une *chaîne simple*, dans laquelle chacun des tétraèdres est rattaché aux tétraèdres voisins par deux sommets à ions O inertes alors que 2 ions O actifs sont disposés de telle façon que l'un d'eux est situé au-dessus de l'ion Si (dans le plan de la figure) et l'autre se trouve alternativement tantôt plus haut, tantôt plus

bas. Entre de tels radicaux *alignés* sont disposés les cations métalliques.

Comme dans le mode de groupement précédent, deux ions oxygène de chaque tétraèdre SiO_4 appartiennent entièrement à l'ion Si, et les deux autres (non saturés) semblent se partager entre les tétraèdres voisins. Au total, à chaque ion Si sont rattachés trois ions d'oxygène, dont deux ont une valence libre. Ainsi, la composition et la valence de tels radicaux peuvent être exprimées de la façon

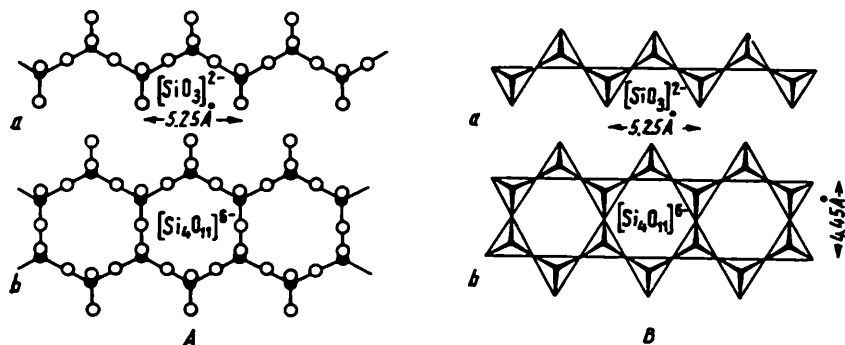


Fig. 272. Groupements en alignements de chaînes continues de tétraèdres SiO_4 (schéma et modèle).

a — chaîne simple $[\text{SiO}_3]_{\infty}^{2-}$, b — chaîne jumelée (bande) $[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_{\infty}^{6-}$. Les sommets des tétraèdres dirigés vers l'observateur sont épaissis (B).

suivante: $n[\text{SiO}_3]^{2-}$, où $n = \infty$ indique le degré de polymérisation. Une telle structure du radical acide caractérise le groupe des pyroxènes, que l'on range dans les métasilicates typiques, avec la formule générale $\text{R}^{++}[\text{SiO}_3]$.

Cependant, pas plus ici que dans le type précédent de structure cristalline, nous ne rencontrons de groupement isolé SiO_3 ¹.

Au bas de la figure 272.b, on a représenté une *chaîne jumelée* (double) ou, plus exactement, une bande continue de tétraèdres SiO_4 liés ensemble. Cette bande peut être obtenue à partir d'une chaîne simple, par réflexion sur un plan perpendiculaire à celui de la figure et parallèle à l'axe de la chaîne. De tels groupements de tétraèdres SiO_4 , en bande, sont propres aux amphiboles. Il est facile de calculer que la composition et la valence de tels radicaux correspondent à la formule $[\text{Si}_4\text{O}_{11}]^{6-}$, pour une période ($5,25 \text{ \AA}$).

¹ Pour ce complexe anionique comme pour tous les types d'association de tétraèdres qui vont suivre, nous insérerons entre crochets une unité conventionnelle, dans le cas présent l'unité de longueur de la chaîne, pour une période de $5,25 \text{ \AA}$ (voir fig. 272). Ainsi, pour les pyroxènes la formule de l'anion sera $[\text{Si}_2\text{O}_6]$.

Il faut aussi rappeler que dans les tétraèdres SiO_4 , Si est parfois remplacé en partie par Al, se trouvant également dans un entourage de 4 ions oxygène.

Récemment, N. Bélov et ses collaborateurs de l'Institut de cristallographie de l'Académie des Sciences de l'U.R.S.S. ont établi l'existence d'un type nouveau de complexe anionique, qui se présente en alignement de SiO_4 en chaîne de la forme $[\text{Si}_3\text{O}_9]^{6-}$, caractéristique des minéraux du groupe de la wollastonite CaSiO_3 ; ils

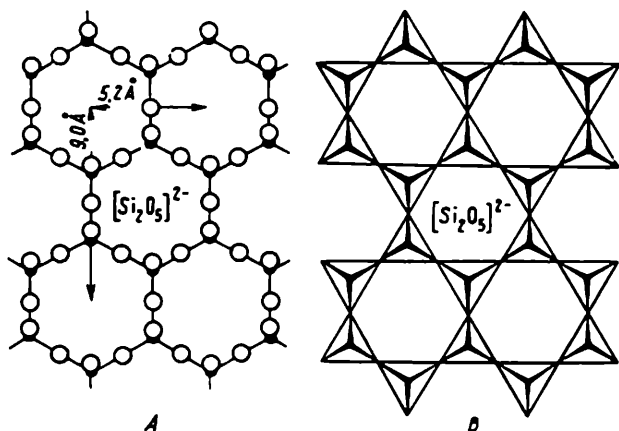


Fig. 273. Couche de tétraèdres SiO_4 arrangés en hexagone $[\text{Si}_2\text{O}_5]^{2-}$.

ont aussi décelé des chaînes SiO_4 doubles $[\text{Si}_6\text{O}_{17}]^{10-}$ dans la xonotlite contenant des hydroxyles $\text{Ca}_6[\text{Si}_6\text{O}_{17}][\text{OH}]_2$.

e) Les complexes anioniques sont groupés en couches à deux dimensions constituées de tétraèdres SiO_4 . Dans la structure de tels radicaux foliacés les tétraèdres sont soudés entre eux par 3 sommets communs formant ainsi des ensembles plans continus dans deux directions, rappelant un réseau hexagonal (fig. 273). Les ions oxygène actifs (un dans chaque tétraèdre) sont tous dirigés du même côté (vers l'avant ou l'arrière du plan de la figure), où ils forment un feuillet actif dans la couche de tétraèdres. La formule chimique d'une telle couche anionique pour un hexagone s'écrit : $[\text{Si}_2\text{O}_5]^{2-}$. Il est de plus fréquent que, dans les tétraèdres SiO_4 , une partie des ions Si soit remplacée par des ions Al, de coordinence 4. Des cations métalliques lient chacune de ces couches à d'autres couches de structure analogue, aidés en cela par le feuillet d'ions oxygène actifs. On peut donner des exemples de minéraux possédant de tels édifices cristallins à structure foliacée et présentant un clivage parfait dans une direction : micas, talc, chlorites, etc.

f) Les complexes anioniques sont formés par des charpentes continues formant un ensemble tridimensionnel de tétraèdres SiO_4 , dont *chaque* ion oxygène appartient en même temps à 2 tétraèdres.

Aucun sommet de tétraèdre ne possède d'ion oxygène actif. On a déjà mentionné que de telles charpentes constituent la trame des minéraux du groupe du quartz, correspondant, pour ainsi dire, à un anhydride pur, de formule SiO_2 . Toutefois, des structures cristallines comparables apparaissent aussi dans les silicates (fig. 274). Il est vrai que, dans ces constructions, une partie des ions Si^{4+} est toujours remplacée par des ions Al^{3+} de même coordinence (nous reviendrons sur ce sujet plus loin). La formule chimique des complexes anioniques en charpente continue peut s'écrire ainsi, dans le

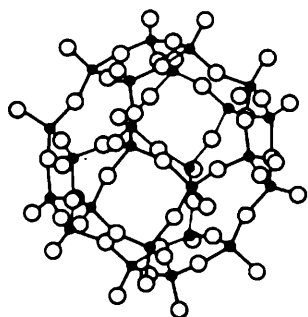


Fig. 274. Groupement en réseau à trois dimensions (charpente) d'un aluminosilicate (SiO_4 , AlO_4) dans la structure cristalline du noséane.

cas général : $[(\text{Si}_{n-x}\text{Al}_x)\text{O}_{2n}]^{x-}$. Du fait qu'une partie des ions Si^{4+} est remplacée par des ions Al^{3+} (le nombre total d'ions oxygène restant le même), on calcule aisément que ce radical possède une certaine charge négative. Les feldspaths $\text{Na}[\text{Si}_3\text{AlO}_8]$, $\text{Ca}[\text{Si}_2\text{Al}_2\text{O}_8]$ en sont de bons exemples, parmi bien d'autres minéraux. Les cations Na, Ca, etc., qui compensent les valences négatives non saturées des charpentes anioniques, se logent à l'intérieur de ces structures (dans les lacunes de la trame).

La cristallographie des silicates peut donc être résumée dans ses grands traits au tableau 13 sur la base de l'association de tétraèdres SiO_4 en radicaux anioniques isolés, à 1, 2 ou 3 dimensions.

4. L'un des caractères principaux et remarquables de nombreux silicates est le rôle que jouent les ions Al dans leur structure cristalline.

Avant l'utilisation des rayons X, certains chercheurs estimaient que Al jouait dans les silicates le rôle de base, par analogie avec Mg, K, Na et d'autres métaux, alors que pour V. Vernadski Al entraînait dans les radicaux acides des silicates au même titre que Si ; et c'est pourquoi il supposait l'existence de nombreux acides aluminosiliciques, de leurs anhydrides et de leurs sels (aluminosilicates).

C'est l'étude des structures cristallines des silicates aux rayons X qui a tranché la question. Effectivement, il existe des *aluminosilicates* parmi les composés de la classe des silicates. Mais dans beaucoup de cas, on a aussi affaire à des silicates d'alumine, parfois aussi mixtes, avec d'autres métaux.

Ainsi, Al^{3+} joue dans la structure des silicates un rôle double : tantôt c'est un composant des groupes anioniques se trouvant, comme Si^{4+} , dans un entourage de 4 ions oxygène ; tantôt c'est un cation isolé, seul ou avec d'autres cations métalliques, neutralisant la charge négative des anions, coordonné à 6 ions oxygène ou hydroxyle, comme Mg^{2+} . On connaît d'ailleurs des cas quand dans le

Tableau 13

Classification des complexes anioniques SiO_4 sur la base du rapport $\text{Si} : \text{O}$

$\text{Si} : \text{O}$	Formule et mode d'assemblage	Charge du complexe anionique	Charge correspondant à 1 Si	Minéral type
1 : 4	$[\text{SiO}_4]$ en tétraèdre	-4	-4	Forstérite — $\text{Mg}_2[\text{SiO}_4]$
2 : 7	$[\text{Si}_2\text{O}_7]$ en double tétraèdre	-6	-3	Thortveitite — $\text{Sc}_2[\text{Si}_2\text{O}_7]$
1 : 3	$[\text{Si}_3\text{O}_9]$ en anneau	-6	-2	Bénitoïte — $\text{BaTi}[\text{Si}_3\text{O}_9]$
1 : 3	$[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$ en anneau	-12	-2	Béryl — $\text{Be}_3\text{Al}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$
1 : 3	$[\text{SiO}_3]_n$ en chaîne	-2n	-2	Diopside — $\text{CaMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$
4 : 11	$[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_n$ en bande	-6n	-1,5	Trémolite — $\text{Ca}_2\text{Mg}_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}]_2$
2 : 5	$[\text{Si}_2\text{O}_5]_n$ en couche	-2n	-1	Talc — $\text{Mg}_3[\text{Si}_2\text{O}_5]_2[\text{OH}]_2$
1 : 2	$[(\text{Al}_x\text{Si}_{n-x})\text{O}_{2n}]$ en charpente	-x	—	Albite — $\text{Na}[\text{Si}_3\text{AlO}_8]$

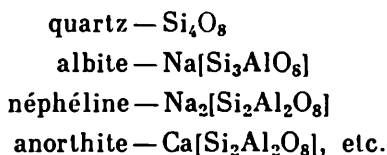
même silicate une partie des ions Al entre dans le complexe anionique, les autres, étant des cations, se logent dans les lacunes entre des radicaux négatifs.

Ces découvertes ont permis de donner à bien des questions qui paraissaient insolubles une réponse basée sur des données physiques très précises et en parfait accord avec les propriétés des minéraux. Nous en reparlerons lorsque nous caractériserons les grands groupes de silicates.

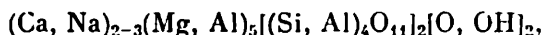
Donc, dans les aluminosilicates les ions Al^{3+} sont tétracoordonnés, comme les ions Si^{4+} . La possibilité de substitution de tétraèdres AlO_4 à des tétraèdres SiO_4 découle de considérations purement géométriques: le rapport entre les rayons ioniques O^{2-} et Al^{3+} est de 0,43, autrement dit, il est proche de la limite entre une possible tétracoordination, à la manière de Si^{4+} , et une hexacoordination, à la manière de Mg^{2+} . Cependant, un tel remplacement de Si^{4+} par Al^{3+} a des conséquences très importantes, qui se répercutent directement sur la constitution des aluminosilicates.

En effet, alors que le tétraèdre SiO_4 possède quatre valences non saturées, le tétraèdre AlO_4 en a cinq ($8 - 3 = 5$). Chaque tétraèdre AlO_4 augmente aussi dans le radical anionique la charge négative

d'une unité; cela exige une compensation par un cation (à la charge positive) qui doit être en accord avec la stéréométrie de la structure du composé donné. On le voit facilement sur des exemples de composés à structure cristalline en charpente :



Le rapport Si : Al ne doit pas être obligatoirement un nombre entier, mais la compensation des charges négatives par des charges positives est indispensable à l'équilibre de l'édifice cristallin. On comprendra alors pourquoi les données de l'analyse chimique des aluminosilicates ne correspondent pas toujours exactement à la formule chimique du minéral. Par exemple, la formule générale de la hornblende est la suivante :



le rapport Al : Si pouvait varier, dans le radical, de 1 : 3 à 0.

Il est important de souligner que le groupe AlO_4 se forme dans des conditions particulières. L'édification de charpentes de tétraèdres AlO_4 et SiO_4 s'accompagne de l'entrée dans le réseau cristallin de cations relativement gros et de faible charge (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Ba^{2+} , etc.). C'est le cas pour de nombreuses espèces du groupe des feldspaths et des zéolites. Ce qui est caractéristique, c'est que les groupements AlO_4 se désagrègent, lors de l'altération des roches et le lessivage des métaux alcalins et alcalino-terreux : dans la kaolinite formée aux dépens de feldspaths, Al^{3+} fait déjà partie d'une trame *hexacoordonnée*. Le même phénomène s'observe pour d'autres structures cristallines, dans lesquelles les groupes AlO_4 sont l'élément de fond des radicaux anioniques.

Dans les milieux riches en alumine, les groupements AlO_4 apparaissent à des températures élevées. On a montré expérimentalement que des minéraux comme la kaolinite et le disthène, dans lesquels tout le Al^{3+} est hexacoordonné, se transforment dans ces conditions (à 1 400-1 500°) partiellement en sillimanite ou en mullite, c'est-à-dire en des silicates qui renferment aussi des groupements AlO_4 tétracoordonnés. Les courbes d'analyse thermique sont caractéristiques : elles présentent des crochets exothermiques très nets qui correspondent aux phases de réarrangement cristallin.

A ce propos, nous devons aborder aussi le problème de ce que l'on appelle « noyau kaolinique ». Des observations sur l'altération des minéraux dans les conditions naturelles et en laboratoire avaient amené V. Vernadski à concevoir dans les aluminosilicates, et surtout les feldspaths, l'existence d'un noyau $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_7$, particulièrement

stable vis-à-vis des phénomènes naturels. L'idée même d'une liaison étroite entre Al et Si dans les silicates alumineux a rendu d'innombrables services au cours du déchiffrement aux rayons X de ces minéraux de structure si complexe que sont les aluminosilicates. On a cependant reconnu que les silicates alumineux sont loin d'être tous des aluminosilicates, c'est-à-dire des corps où Al et Si jouent le même rôle. Mais les aluminosilicates eux-mêmes, avec leur enchaînement continu dans toutes les directions de radicaux silico-alumineux, ne renferment point de groupements séparés, rappelant ce « noyau kaolinique » hypothétique. La kaolinite, qui se forme lors de l'altération d'aluminosilicates, est en fait un silicate d'alumine et non un aluminosilicate ou un « acide aluminosilicique ».

5. On trouve, dans beaucoup de silicates, des anions dits complémentaires: O^{2-} , $[OH]^-$, F^- , Cl^- , $[CO_3]^{2-}$, etc., qui neutralisent l'excès de charge positive des cations. Dans bien des cas, on admet que $[OH]^-$ et F^- peuvent remplacer des ions oxygène dans les radicaux les plus complexes, mais une telle substitution est habituelle pour les ions oxygène qui n'entrent pas dans les tétraèdres SiO_4 .

Enfin, une série de silicates renferment H_2O , le plus souvent zéolitique. Les molécules H_2O sont en général assez faiblement soudées aux édifices cristallins et se logent dans les lacunes ou les canaux du réseau.

6. Dans tous les silicates, les ions oxygène prédominent en quantité les ions des autres éléments. Comme le rayon ionique de l'oxygène est bien plus élevé que celui des cations, il est logique que les dimensions de la maille élémentaire dépendent surtout du nombre d'ions oxygène et de leur arrangement dans l'espace, comme c'est le cas pour d'autres composés oxygénés.

Il s'ensuit que les silicates qui appartiennent tous à une même série isomorphe doivent comporter le même nombre d'ions oxygène.

7. L'isomorphisme dans les silicates peut être non seulement isovalent, mais aussi dans une large mesure hétérovalent.

Un exemple classique d'isomorphisme hétérovalent est fourni par la série des plagioclases: $Na[Si_3AlO_8] - Ca[Si_2Al_2O_8]$. Ici Na^+ est remplacé par Ca^{2+} , assez voisin quant au volume. L'augmentation de charge positive qui en découle s'accompagne d'une substitution correspondante dans le radical: à un ion Si^{4+} se substitue un ion Al^{3+} (l'anion $[SiO_4]^{4-}$ est remplacé par l'anion $[AlO_4]^{5-}$). autrement dit, la charge négative augmente elle aussi d'une unité.

Cet exemple, pris entre beaucoup d'autres, confirme donc que les composants de mélanges isomorphes doivent avoir: a) le même nombre d'ions oxygène, puisque les dimensions des mailles élémentaires varient peu, et b) une même valence totale pour les ions substitués et pour les ions de remplacement ($Na^+Si^{4+} = Ca^{2+}Al^{3+}$, $Ca^{2+}Si^{4+} = Na^+P^{5+}$, etc.); ce point est essentiel pour l'équilibre des charges positive et négative à l'intérieur de l'édifice cristallin.

En général, le nombre des ions substitués est égal à celui des ions de remplacement. Nous verrons cependant, dans la partie descriptive, qu'il existe des exceptions tout à fait justifiées. Ainsi 3Mg^{2+} peuvent être remplacés par 2Al^{3+} , 3Fe^{2+} par 2Fe^{3+} , etc.; la valence totale des cations se conserve (et le groupe anionique ne subira aucune modification). Soulignons que de telles substitutions ne peuvent se produire que dans des types déterminés de structures cristallins. Les conditions les plus favorables à de tels phénomènes sont réunies dans les silicates à structure feuilletée.

Comme d'autres classes minérales, les silicates présentent fréquemment des exemples de miscibilité limitée d'espèces minérales, ainsi que des exemples de dissociation de solutions solides.

La miscibilité limitée de composés de structure cristalline semblable a pour cause la grande différence qui peut exister entre les dimensions des ions substituant et substitué. Ainsi, on a depuis longtemps reconnu que des silicates de Ca et Mg de type semblable forment facilement des composés doubles (monticellite, diopside, etc.) qui peuvent, de façon limitée, se mélanger à leurs constituants (les termes extrêmes de la série), mais à des températures élevées.

Seuls $\text{Mg}_2[\text{SiO}_3]_2$ et $\text{MgCa}[\text{SiO}_3]_2$ (clinoenstatite — diopside) forment une série isomorphe continue connue dans la nature, mais formée à haute température.

8. Un caractère important de la structure des silicates est la coordinence des ions; elle régit directement les substitutions dans les mélanges isomorphes. Quelques cations ont deux ou trois coordinences. Voici une liste d'éléments que l'on trouve en général dans les silicates, avec leur coordinence, telle qu'elle a été établie pour des structures bien étudiées:

B — 4	Al — 4, (5) et 6
Si — 4	Fe ⁺⁺⁺ — 4 et 6
Be — 4	Mg — 6 et 8
Zn — 4	Fe ⁺⁺ — 6 et 8
Mn ⁺⁺ — 6 et 8	Ti — 6
Na — 6 et 8	Zr — 6 et 8
Ca — 6, 7 et 8	K — 6 et 10
Li — 6	Ba — 12

Comme on pouvait s'y attendre, la coordinence augmente avec le rayon des ions. Cette liste montre également que Ti^{4+} et Zr^{4+} ne se rencontrent pas entourés de quatre ions oxygène; ils ne peuvent donc remplacer Si^{4+} dans des tétraèdres SiO_4 . Nous voyons ainsi que les notions anciennes de « titanosilicates » et « zirconosilicates » sont inexactes, examinées sous cet angle. Dans les édifices cristallins des minéraux, ces éléments ne sont que des cations habituels, logés entre les radicaux anioniques du réseau. On a cependant pu montrer que, à des températures très élevées, Ti^{4+} est, dans une certaine mesure, capable de se substituer à Si^{4+} dans des pyroxènes.

Pour ce qui est de Fe^{3+} , cet élément peut entrer dans un complexe anionique, se substituant ainsi à Si^{4+} à la façon de Al^{3+} , avec toutes les conséquences que cela entraîne. On a pu en observer des exemples pour une série de silicates très riches en fer.

Classification des silicates. Actuellement, avec le développement de l'analyse des minéraux par les rayons X, cette classification doit tenir compte non seulement de la nature chimique des silicates, mais aussi des types de structure cristalline.

Les divers modes d'assemblage des tétraèdres SiO_4 déterminent aussi bien les formules chimiques et les caractères morphologiques des cristaux des minéraux que de nombreuses propriétés physiques qui leur sont propres (indice de réfraction, biréfringence, poids spécifique, etc.).

L'ordre dans lequel on énumère ces types de structure peut varier. Certains auteurs classent les silicates dans l'ordre que nous avons suivi: en commençant par les structures constituées de tétraèdres SiO_4 isolés, et en terminant par les charpentes continues d'ensembles tridimensionnels. D'autres choisissent un ordre inverse et commencent alors par le quartz qui est le type de minéraux à structure en charpente.

C'est la première variante que nous retiendrons et commencerons par les groupes de silicates qui correspondent à des sels typiques. Ce sont les composés les plus simples et les plus proches, par leur constitution, des minéraux déjà examinés avant dans les classes d'oxysels.

Mais la classe des silicates comprendra plusieurs subdivisions (sous-classes).

Le schéma général de cette classification est le suivant:

- Sous-classe A.* Silicates présentant une structure en tétraèdres SiO_4 isolés ¹.
- Sous-classe B.* Silicates présentant une structure en groupements de tétraèdres SiO_4 .
 - Type 1 — en groupes Si_2O_7 isolés.
 - Type 2 — en radicaux anioniques Si_nO_{3n} , groupés en anneaux.
- Sous-classe C.* Silicates présentant une structure en chaînes continues de tétraèdres SiO_4 .
 - Type 1 — en chaînes simples.
 - Type 2 — en chaînes doubles (jumelées).
- Sous-classe D.* Silicates présentant une structure en couches continues de tétraèdres SiO_4 .
- Sous-classe E.* Silicates présentant une structure à charpente continue d'ensembles tridimensionnels de tétraèdres $(\text{Si}, \text{Al})\text{O}_4$.

¹ On utilise également pour chacune de ces sous-classes la nomenclature suivante: Nésosilicates, Sorosilicates, Cyclosilicates, Inosilicates, Phyllosilicates, Tectosilicates. (*N.d.T.*)

SILICATES À STRUCTURE EN TÉTRAÈDRES SiO_4 ISOLÉS

Le trait caractéristique des structures cristallines de ces silicates est la présence de groupes anioniques de tétraèdres $[\text{SiO}_4]^{4-}$ isolés, qui jouent le rôle d'unités structurales. Comme on l'a déjà vu dans l'introduction, ces tétraèdres sont en principe isolés à l'intérieur des structures cristallines des minéraux décrits ici : aucun des ions oxygène qui entoure l'ion Si n'appartient en même temps à l'un des tétraèdres SiO_4 voisins.

Du point de vue chimique, ces silicates ont été considérés comme des orthosilicates, c'est-à-dire des sels de l'acide hypothétique H_4SiO_4 . Dans ces silicates parmi les cations les plus importants citons : Mg^{2+} , Fe^{2+} , Ca^{2+} , quelquefois Ni^{2+} , Co^{2+} , Mn^{2+} , Zn^{2+} , ainsi que Al^{3+} , Fe^{3+} , partiellement Mn^{3+} , Cr^{3+} , éventuellement Pb^{2+} , Be^{2+} , Ti^{4+} , Zr^{4+} , Th^{4+} et par exception Nb^{5+} . Les cations alcalins Na^+ et K^+ ne se rencontrent qu'exceptionnellement. Parfois les terres rares participent aussi à la structure des réseaux cristallins au même titre que le calcium, le sodium et, éventuellement, le thorium. Contrairement à ce que l'on observe dans d'autres silicates, l'aluminium n'entre jamais dans la trame cristalline sous forme de complexe anionique tétracoordonné ; c'est-à-dire qu'il ne se substitue jamais à Si dans ses assemblages en tétraèdres. Seul le phosphore peut, à la rigueur, remplacer des ions de silicium (voir le groupe de l'apatite).

Les propriétés physiques des silicates de ce type sont assez caractéristiques, et correspondent aux réseaux cristallins d'assemblage compact. En règle générale, les formes des cristaux sont isométriques. Ces minéraux sont d'une grande dureté, et ont une densité relativement élevée, qu'entraîne un emballage compact des ions ; celui-ci explique aussi les indices de réfraction élevés. Dans la majorité des cas, ces minéraux sont incolores ou présentent des teintes faibles. Seules les variétés qui renferment des chromophores ont une coloration intense.

1. Groupe du zircon

Ce groupe comprend les orthosilicates de Zr et Th tétravalents, cristallisant dans le système quadratique.

ZIRCON— ZrSiO_4 . Dénomination très ancienne vient des mots persans qui signifient « or » et « lumière ». Synonyme : hyacinthe. C'est un minéral accessoire assez fréquent, dans toute une série de roches ignées acides et basiques (granites, syénites, syénites néphéliniques).

Composition chimique. La formule donne : 67,1 % de ZrO_2 ; (Zr, 49,5 %), 32,9 % de SiO_2 . Renferme presque toujours des impu-

retés : Fe_2O_3 en faible quantité (jusqu'à 0,35 % et davantage), souvent CaO (0,05 à 4 %), parfois Al_2O_3 . L'oxyde de hafnium est toujours présent ; dans certains cas, il y a jusqu'à 4 % de HfO_2 , et l'*alvite* de Kragerö (Norvège) en renferme même 16 %. On y a trouvé Y_2O_3 et des terres rares, surtout Ce_2O_3 (hagatalite), jusqu'à 16 % en présence de 4 à 5 % de P_2O_5 (yamagutilite). Dans certaines variétés, il y a aussi Nb et Ta (nagite), et jusqu'à 7 % de ThO_2 (avec 12 % : hœgtveitite), et jusqu'à 1,5 % de U_3O_8 et parfois davantage.

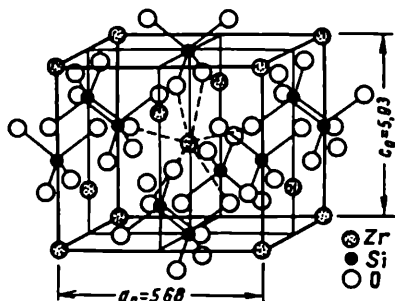


Fig. 275. Structure du zircon. Au centre sont indiquées 8 liaisons entre l'ion Zr^{4+} et les ions oxygène des groupes $[\text{SiO}_4]^{4-}$.

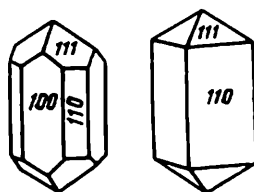


Fig. 276. Les cristaux de zircon, combinaisons les plus fréquentes.

Rarement, on observe une teneur insignifiante en Sn et Be (dans l'*alvite*, l'ensemble $\text{BeO} + \text{Al}_2\text{O}_3$ atteint 15 %), etc. Enfin, on connaît des variétés qui renferment une proportion notable de P_2O_5 (oyamalite). Les *malacons* et les *cyrtolites*¹ plus riches en corps radioactif, et se trouvant de ce fait dans un état métamicté, renferment aussi des quantités d'eau appréciables (2 à 12 %).

Système quadratique ; bipyramide bitéragonale, sym. $L^4 4L^2 5PC$. Gr. sp. $I 4/amd$ (D_{4h}^{10}). $a_0 = 6,58$; $c_0 = 5,93$. Les cristaux sont fréquents. Il se rencontre plus rarement en grains informes.

Structure cristalline. Les recherches aux rayons X montrent, pour le zircon, une structure typique à radicaux ioniques, formée de groupes anioniques SiO_4 et de cations Zr^{4+} entourés de 8 ions oxygène (fig. 275). Les tétraèdres SiO_4 alternent avec les ions Zr le long de L_4 . Ainsi, la structure du zircon se distingue notablement de celle du rutile, dont les cristaux, extérieurement, ressemblent à ceux du zircon, mais ont une tout autre structure, analogue à celle de l'anhydrite $\text{Ca}[\text{SO}_4]$.

Aspect des cristaux. En bâtonnets courts, isométriques, plus rarement bipyramidés. Formes courantes : prismes quadratiques $\{100\}$ et $\{110\}$, et pyramide double quadratique $\{111\}$ (fig. 276). Macles en genou, comme pour le rutile, mais bien plus rares.

¹ Du grec : « kirtos » — recourbé, bombé (les arêtes des cristaux sont arrondies).

Couleur. Incolore, mais le plus souvent teinté de jaune, orangé, rouge, plus rarement de vert. Les malacons sont généralement d'un brun foncé. L'éclat est adamantin, parfois gras. $N_g = 1,968-2,015$ et $N_m = 1,923-1,960$.

Dureté 7 à 8. Elle descend jusqu'à 6 pour les variétés qui ont subi une décomposition métamicté, et qui font preuve d'une tenacité remarquable, alors que les autres zircons sont fragiles. **Clivage** relativement rare, et suivant {110}. Cassure inégale ou conchoïdale. P. sp. 4,68-4,70; pour les variétés modifiées, les cyrtolites, elle descend à 4,7 et même 3,8 (le volume des cristaux augmente, mais leur forme extérieure subsiste, quelque peu modifiée). **Autres propriétés.** Malacons et cyrtolites sont en général radioactifs.

Caractères distinctifs. Les bâtonnets courts de faciès quadratiques, plus rarement bipyramidés, sont très caractéristiques pour le zircon. On peut le confondre : 1) avec le rutile (différences : dureté et indice de réfraction), 2) avec la cassitérite (différences : densité, paragenèse, réactions chimiques et biréfringence plus faible), 3) avec la thorite (différences : dureté, comportement envers les réactifs, biréfringence bien plus forte), et 4) avec la monazite, que l'on rencontre dans des conditions analogues (différences : dureté et aspect des cristaux — la monazite se présente généralement en tablettes).

Ne fond pas au chalumeau. N'est pas dissous par les acides; décomposé par fusion de la poudre avec la soude; la solution de la fusion dans HCl dilué colore en orange le papier au curcuma (réaction du Zr).

Origine et gisements. On trouve le zircon sous forme de petits cristaux disséminés dans les roches magmatiques intrusives : syénites néphéliniques, granites, diorites, gneiss; et, plus fréquemment, en cristaux plus gros — dans des *pegmatites* à composition de granite ou de syénite. Dans les roches sédimentaires métamorphisées (schistes cristallins et paragneiss), on le trouve sous forme de petits grains résiduels arrondis.

En raison de l'idiomorphisme des cristaux du zircon par rapport à tous les minéraux voisins, on admet généralement qu'il est l'un des premiers à se séparer du magma. Toutefois, cette conception se trouve contredite par toute une série de faits observés : 1) assez souvent on le rencontre étroitement associé à des minéraux de formation à composants volatils plus tardive (apatite, fluorite, micas, etc.); 2) dans les roches néphéliniques de Madagascar qui contiennent jusqu'à 7 % de zircon, ce dernier est souvent rencontré dans des fentes de la roche déjà partiellement figée; 3) dans les roches effusives (trachytes, basaltes) on l'a souvent observé dans des cavités drusiques, sous la forme de minuscules cristaux; 4) on connaît des pseudomorphoses de minéraux d'origine magmatique, notamment de la riebeckite, amphibole basique, etc. en zircon.

Selon toute probabilité, l'idiomorphisme du zircon s'explique dans beaucoup de cas par le fait qu'il peut — tout comme les méta-

cristaux (pyrite, magnétite, apatite, etc.) — produire des cristaux parfaits malgré le stade relativement tardif de sa formation.

Minéral chimiquement stable, le zircon se sépare facilement de ses voisins lors de l'altération des roches, puis sous l'effet des agents mécaniques il s'accumule dans des alluvions, d'où il passe ensuite sous forme de grains arrondis dans les roches sédimentaires.

Le zircon est surtout fréquent dans les pegmatites de miaskites et de syénites, où il voisine avec mica noir, néphéline, albite, apatite et d'autres minéraux contenant TR, Nb, Ta, Th, U (pyrochlore, eschynite, samarskite, etc.). Les cristaux, généralement de taille moyenne, dépassent rarement 1 cm de diamètre. Toutefois, quelques-uns peuvent être de grande taille. Le plus grand échantillon connu jusqu'ici, trouvé en 1837, pèse 3,5 kg et se compose de plusieurs cristaux simples. On a étudié des groupements réguliers de zircon et de pyrochlore suivant les plans (111), où une face de l'octaèdre du pyrochlore coïncide avec une face de la bipyramide quadratique (111) du zircon. On a établi que la régularité de ces groupements est due à la commensurabilité des paramètres suivant les arêtes [110] du zircon et [112] du pyrochlore. Notons qu'en brisant ces groupements, on ne constate pas d'idiomorphisme de l'un quelconque des minéraux par rapport à l'autre : les surfaces de séparation sont inégales et irrégulières. Ceci fait supposer une croissance simultanée des deux minéraux.

En maints endroits le zircon est également abondant dans les alluvions, d'où il est facilement extrait par lavage à la battée. Pour certaines régions, on a établi que le zircon accessoire des granites y présente le plus souvent un faciès en barillets, aux sommets très aigus, qu'il y est toujours transparent et le plus souvent incolore. Le zircon des granitoïdes¹ filoniens, caractérisé par un faciès quadrato-prismatique, est également transparent, mais presque toujours coloré en rose ou violet. Les zircons des filons pegmatitiques ont généralement un faciès plus ou moins isométrique, en prisme surmonté d'une double pyramide, ne sont pas transparents et sont le plus souvent intensément colorés en différentes nuances de brun.

Mentionnons, en dehors de l'U.R.S.S., une région particulièrement riche en gisements importants de zircon, la Norvège du Sud, où il se trouve par endroits en abondance dans des syénites néphéliniques (Kragersjö, Telemark, etc.). Citons également des gîtes d'alluvions de Ceylan, du Brésil, de l'Australie et de Madagascar.

Importance pratique. Les variétés transparentes et joliment colorées sont employées en bijouterie. Habituellement, on en extrait ZrO_2 , utilisé, à cause de sa faible conductibilité thermique et de son coefficient de dilatation peu élevé, pour la fabrication de creu-

¹ Les pétrographes soviétiques désignent ainsi l'ensemble des granites et de leurs variétés, diorites quartziques comprises n'ayant pas été l'objet d'une classification précise. (N.d.T.)

sets réfractaires au feu et à l'acide (température de fusion autour de 3 000°). Additionné au verre de quartz (jusqu'à 2,5 %), il est utilisé dans la fabrication de l'appareillage de laboratoire résistant au feu et aux acides, ainsi que dans celle de briques réfractaires et de ciment destinés au revêtement intérieur des fours électriques et dans celles de l'émail blanc et de couleurs très résistantes.

Le zirconium métallique fondu avec du magnésium (40 %) est employé pour obtenir des éclairs sans fumée (signalisation optique, flash photographique). A l'état pur il peut remplacer, grâce à sa malléabilité, le platine, dans la fabrication d'instruments scientifiques. Il trouve également sa place dans les bougies des moteurs à combustion interne, et on en fait des couples thermo-électriques (pyromètres), etc.

Ajouté en quantités déterminées, sous forme de ferrozirconium ou d'autres alliages, à l'acier, au cuivre, au laiton, etc., il améliore la qualité de leur fonte et en augmente la dureté et la résistance chimique. Dans la métallurgie de l'acier il est l'un des meilleurs agents d'oxydation. Grâce à sa faculté de former des composés avec l'azote, le zirconium débarrasse complètement l'acier des nitrures nocifs.

Le hafnium extrait du zircon au cours de son traitement est employé sous forme d'oxyde dans les alliages destinés à la fabrication des filaments pour tubes électroniques. En raison de son point de fusion et de son rayonnement thermo-électronique élevés, le hafnium est largement employé dans la fabrication des lampes de T.S.F. Il sert également à revêtir les surfaces des cathodes des tubes à rayons X, etc.

THORITE — ThSiO_4 . Variétés: orangite, à cristaux transparents de couleur orangée; uranothorite à UO_2 (jusqu'à 10-16 %); mackintoshite et thorogummite, également à UO_2 , mais plus riches en H_2O ; auerlite qui contient du phosphore, une forte quantité d'eau et des terres rares, CaO , Fe_2O_3 (jusqu'à 13 % : ferrothorite), etc.

Système quadratique. Les cristaux sont très rares: leur faciès est le même que celui du zircon (fig. 277). On les trouve habituellement sous forme de grains disséminés, plus rarement en masses compactes.

Couleur noire, brune, jaune, orangée. **Trait** brun foncé, orange clair (orangite). **Eclat** vitreux, gras. $N = 1,68-1,82$.

Dureté 4,5-5 (diminue pour les variétés modifiées). **Fragile.** **Clivage** absent. **Cassure** conchoïdale. **P. sp.** 5,4 (tombe pour les variétés modifiées jusqu'à 4,8 et même à 4,0). Toutes les variétés sont hautement radioactives.

Caractères distinctifs. Ne fond pas au chalumeau. Dégage de l'eau dans le tube. Se dissout dans HCl avec formation de gelée siliceuse. En y ajoutant de l'acide oxalique, on obtient un préci-

pité soluble dans l'oxalate d'ammonium. Avec le borax donne une perle orangée qui pâlit en refroidissant.

Origine et gisements. Se forme généralement aux cours des derniers stades de cristallisation de certaines roches magmatiques, tant acides que basiques. Fréquente dans les formations pegmatitiques et les auréoles de métamorphisme au contact des roches intrusives. S'observe quelquefois dans des formations hydrothermales, à haute température. Orangite et thorite sont abondantes en maints endroits du Langesund (Norvège) englobées dans des granites et des

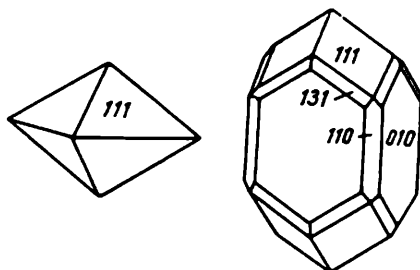


Fig. 277. Cristaux de thorite.

syénites et associées à l'amphibole, au mica noir, au zircon ; dans les îles de Lōwen, de Lanbō (grands cristaux noirs), et en d'autres lieux. Il en a été trouvé de faibles quantités en Suède, à Madagascar (ferrothorite) et ailleurs.

2. Groupe de l'olivine

Ce groupe comprend des silicates du type $A_2^{+2} [SiO_4]$, où $A = Mg, Fe, Mn, Ni, Co, Zn, Ca$ et Pb ; tous, à l'exception de Ca et Pb , se substituent isomorphiquement les uns aux autres dans les structures cristallines. Les deux derniers éléments doivent aux dimensions de leurs rayons ioniques la formation de composés doubles.

FORSTÉRITE — Mg_2SiO_4 . Fait partie de la série isomorphe : $MgSiO_4$ - Fe_2SiO_4 , dont c'est le terme purement magnésien (fig. 278). Composition théorique : $MgO = 57,1 \%$, $SiO_2 = 42,9 \%$.

Système orthorhombique ; bipyramide rhombique, sym. $3L^23PC$. Structure cristalline. Elle sera étudiée plus bas (voir olivine). Aspect des cristaux. Les cristaux courants ont un faciès isométrique ou légèrement aplati et présentent la combinaison des formes suivantes : $\{110\}$, $\{010\}$, $\{111\}$ et $\{001\}$.

Couleur. Incolore ; gris clair dans les agrégats. Transparente. Eclat vitreux, fort. $N_g = 1,670$, $N_m = 1,651$ et $N_p = 1,635$.

Dureté 7. Montre un clivage suivant $\{010\}$. P. sp. 3,217.

Caractères distinctifs. On la détermine avec précision au microscope, en lames minces, selon les constantes optiques (indice de réfraction, biréfringence, angle des axes optiques). Dans la série isomorphe forstérite-fayalite c'est la forstérite qui a le poids spécifique le plus faible.

Ne fond pas au chalumeau. N'est pas dissoute dans HCl. La poudre donne avec H_2SO_4 concentré une gelée de SiO_2 .

Origine et gisements. Très fréquente dans les roches métamorphiques de contact (dolomies et calcaires), par exemple autour de la station Slioudianka (Transbaïkalie) en association avec du chondrodite et de la phlogopite, dans la mine de Nikolai-Maximilianovskaïa (Oural du Sud); elle s'y trouve au milieu de marbres bleutés, à gros grain, accompagnée de clinohumite, brucite, etc. On connaît des cas de formation de forstérite aux dépens de roches ultrabasiques serpentinisées, par exemple à Snarum (Norvège); elle y est associée à de la magnésite, de la phlogopite, de l'hématite, du spinelle: ce sont là, apparemment, des produits de transformations dus aux agents pneumatolytiques agissant en milieu oxydant. Des forstérites à olivine, accompagnées de spinelle et d'augite, ont été découvertes et décrites parmi les éjections anciennes du Vésuve sur le Monte Somma.

OLIVINE — $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$; doit son nom à sa couleur vert olive. Synonymes: chrysolite, péridot (« chrysos » voulant dire « or » en grec). Variété ferrique de la forstérite (fig. 278), minéral largement répandu dans la nature, c'est un constituant primordial des roches ignées ultrabasiques.

Composition chimique. Elle varie généralement dans les limites suivantes (en %): MgO de 50 à 45, FeO de 8 à 12, plus rarement jusqu'à 20, NiO de 0,1 à 0,3, CoO jusqu'à 0,01; parfois on note la présence de manganèse. Une partie du fer se fixe sous forme d'oxyde (dans les olivines partiellement serpentinisées).

Système orthorhombique; bipyramide rhombique, sym. $3L^23PC$. Gr. sp. $Pbnm$ (D_{2h}^{16}). $a_0 = 4,77$; $b_0 = 10,28$; $c_0 = 6,00$. Avec l'augmentation de la teneur en fer les dimensions de la maille élémentaire augmentent quelque peu, le cation Fe^{2+} étant plus grand que Mg^{2+} .

Structure cristalline. La structure de l'olivine, d'après Bragg et Brown, est représentée, en projection sur le plan (100), sur les figures 279 et 280. Elle est caractérisée comme suit: 1) tous les ions oxygène se trouvent réunis en un empilement très proche de l'assemblage compact hexagonal, et sont disposés, dans les limites de la maille élémentaire, sur deux feuillets parallèles à (100); la figure 279 montre un feuillet couvert de cercles hachurés; 2) chaque ion Si est entouré de quatre ions oxygène (les groupes de tétraèdres isolés sont indiqués sur la figure 280); 3) chacun des ions Mg est entouré de 6 ions oxygène. **Aspect des cristaux.** L'olivine se trouve généralement en masses grenues. Il est relativement rare de rencontrer

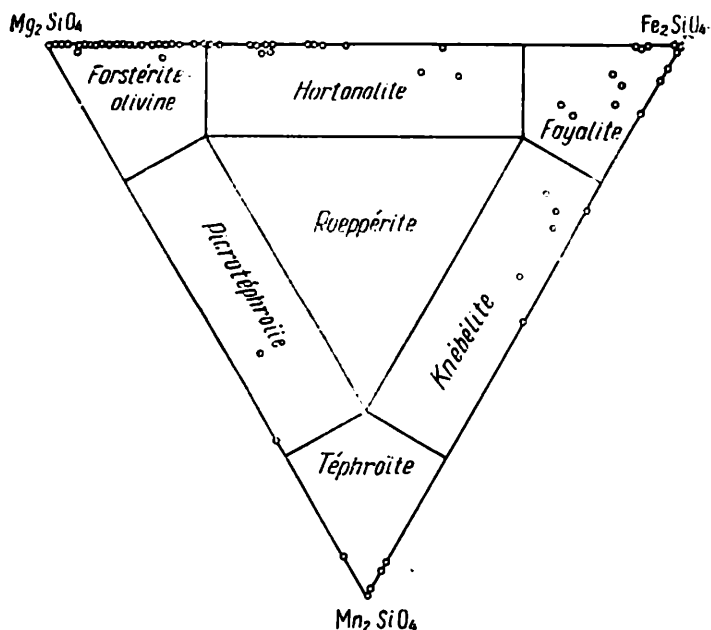


Fig. 278. Composition chimique des principaux minéraux du groupe de l'olivine.

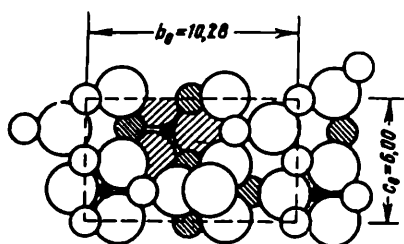


Fig. 279. Structure de l'olivine en projection sur le plan (100).

Les cercles noirs sont les ions silicium ; les grands cercles, les ions oxygène ; les moyens, les ions magnésium.

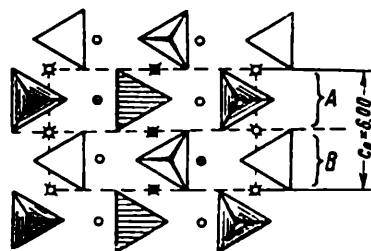


Fig. 280. Structure de l'olivine en projection (schématisée).

L'édifice cristallin est composé de blocs isolés (A et B). Les tétraèdres ont leurs sommets dirigés alternativement vers le haut et le bas, et ils sont disposés à des niveaux différents suivant les blocs (les tétraèdres hachurés sont situés relativement plus haut). Les petits cercles désignent les ions magnésium.

dans des cavités (ou inclus dans des roches métamorphiques) des cristaux bien formés. Les formes les plus caractéristiques (fig. 281) sont : {100}, {110}, {010}, {111}, {001} entre autres. Les macles sont rares, le plus souvent suivant {011}.

Couleur. Elle est jaune, avec un reflet vert ; le plus souvent l'olivine est incolore, limpide ; dans les roches à olivine en partie serpentinisées (dunites) celle-ci acquiert un faux reflet vert dû à la serpentine qui se développe par métasomatose le long des fissures de l'olivine.

Eclat vitreux, gras. $N_g = 1,68$, $N_m = 1,66$ et $N_p = 1,64$.

Dureté 6,5-7. Fragile. **Clivage** moyen ou difficile suivant {010}, plus rarement suivant {100}. Cassure souvent conchoïdale. **P. sp.** 3,3-3,5 (s'élève avec l'accroissement de la teneur en FeO).

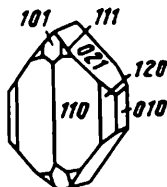
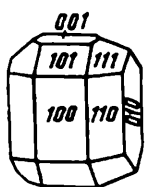


Fig. 281. Cristaux d'olivine.

Caractères distinctifs. Dans les basaltes à olivine, les gros grains d'olivine se reconnaissent à l'œil nu à leur coloration jaune verdâtre, à leur éclat vitreux et à leur cassure inégale. Les roches intrusives à olivine présentent une paragenèse caractéristique, avec des silicates magnésiens (serpentine, pyroxène) et des chromospinelles.

Ne fond pas au chalumeau. Se dissout difficilement dans HCl. La poudre se décompose violemment dans H_2SO_4 concentré et donne une gelée de SiO_2 .

Origine et gisements. L'olivine a essentiellement une origine magmatique. On trouve dans les régions montagneuses des massifs entiers de roches effusives à olivine pauvres en silice : 1) la dunite, presque entièrement composée d'olivine, avec accessoirement des chromospinellides, 2) les péridotites, qui contiennent, outre l'olivine, des pyroxènes. Il est vrai que dans la plupart des cas, l'olivine a subi une serpentinisation (à la suite d'altérations hydrothermales).

L'olivine entre souvent dans la composition de certaines roches : gabbro, diabase, basalte et tufs d'effusions basiques. Elle est généralement absente des roches qui renferment du quartz, c'est-à-dire plus riches en silice.

On trouve d'assez gros cristaux et des galets arrondis d'olivine transparente, d'une jolie couleur verte ou jaune verdâtre (nommés chrysolites) dans les alluvions de la Haute-Egypte, de l'Inde, du Brésil, etc.

Soumis à l'altération, les grains d'olivine accusent un léger brunissement qui s'explique par l'oxydation du fer ferreux.

Des roches à olivine et à olivine et pyroxène le plus souvent fortement serpentinisées, il est vrai, constituent en U.R.S.S. de grands massifs en certains points de l'Oural, du Caucase du Nord, de la Transcaucasie et en Sibérie le long de sa bordure sud. Certains

de ces massifs constituent des gisements de chromite et quelquefois du platine (Oural central et Oural du Nord). Les anciens manteaux de débris (superficiels) peuvent aussi donner lieu à des gisements exogènes de minerais d'oxyde de fer et de minerai de nickel hydro-silicaté (notamment dans l'Oural central et l'Oural du Sud).

Importance pratique. Les roches constituées uniquement d'olivine, avec une faible teneur en fer, non modifiées ou partiellement serpentinisées, offrent une matière première de haute qualité pour la fabrication de briques réfractaires à forstérite. Tout le fer se séparant sous forme de magnétite au cours de la cuisson oxydante, il est important que la matière première renferme au départ une quantité minime de cet élément, et que le rapport moléculaire $MgO : SiO_2$ soit proche de 2. Sinon, on observera au cours de la cuisson, en plus de la forstérite, la formation de pyroxène plus riche en silice, mais moins réfractaire. Pour compenser la perte de l'oxyde de fer retiré au silicate, on ajoute au mélange traité une quantité convenable de magnésite.

Les beaux cristaux d'olivine, lorsqu'ils sont limpides, de belle couleur et ne portent point trace de métamorphisme, sont utilisés en joaillerie comme pierres précieuses (chrysolite).

FAYALITE — Fe_2SiO_4 . Ainsi nommée d'après l'île de Fayal, de l'archipel des Açores, où ce minéral avait été trouvé d'abord, sous forme d'inclusions dans des roches du bord de la mer. C'est le terme ultime de la série isomorphe forstérite-fayalite, et également de la série téphroïte-fayalite (voir fig. 278).

La **composition chimique** est caractérisée par une prédominance nette de FeO . Lorsque le minéral est purement ferreux, la teneur en FeO peut aller jusqu'à 76 %. La teneur en MgO ne représente d'ordinaire qu'un pourcentage insignifiant. Les quantités de MnO et quelquefois de ZnO sont plus importantes. On trouve quelquefois, à côté de FeO , du Fe_2O_3 qui est ici évidemment le produit d'une oxydation partielle.

Système orthorhombique; bipyramide rhombique, sym. $3L^23PC$. **Aspect des cristaux.** Les cristaux sont assez rares et ressemblent à ceux de l'olivine; quelquefois, se présentent en tablettes ou en prismes courts.

La **couleur** de la fayalite est jaune foncé à noir verdâtre; les variétés oxydées sont d'un marron brunâtre. **Eclat** vitreux, très marqué, presque adamantin. $Ng = 1,886$, $Nm = 1,877$ et $Np = 1,835$.

Dureté 6-6,5. **Clivage** net suivant $\{010\}$ et imparfait suivant $\{100\}$. **P. sp.** 4,0-4,35.

Examinée au chalumeau, elle fond en un émail noir magnétique. Se décompose dans HCl en formant une gelée de silice.

Origine et gisements. Sous forme de cristaux existe dans les cavités de l'obsidienne (verre volcanique) du parc national de

Yellowstone (U.S.A.), aux îles Lipari et ailleurs. A titre d'exception, la fayalite (talaskite) — qui, dans le groupe de l'olivine, est le minéral le plus pauvre en silice — a été rencontrée dans le filon d'une pegmatite granitique en gros cristaux, souvent entourés de biotite, associé à la microcline perthitique, l'albite, le quartz et d'autres minéraux, au bord de la rivière Djachi qui fait partie du bassin du fleuve Talass (chaîne de Kirghizie). La fayalite en masses granulaires compactes existe dans le gisement de Myssovo, sur la rive sud du lac Baïkal.

3. Groupe de la willémité

Le groupe de la willémité comprend des orthosilicates de Zn, en partie de Mn, cristallisant dans le système rhomboédrique. Nous allons étudier ici également l'orthosilicate de Be (phénacite).

WILLÉMITÉ — Zn_2SiO_4 , minéral relativement rare, ne formant qu'exceptionnellement des concentrations importantes, dans les zones d'oxydation des gîtes plombo-zincifères.

Composition chimique : $ZnO = 73,0 \%$, $SiO_2 = 27,0 \%$. Renferme également, en général, une certaine quantité de MnO et FeO.

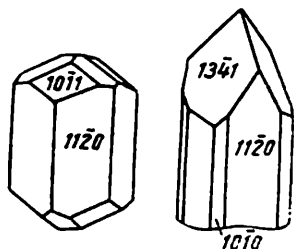


Fig. 282. Cristaux de willémité.

Système rhomboédrique : rhomboèdre.

sym. L_3^3C . Gr. sp. $R\bar{3} (C_{3i})$. $a_0 = 12,49$;

$c_0 = 8,26$. **Structure cristalline.** Analogue

à celle de la phénacite. Dans les cases

des ions Be sont logés des ions Zn. **Aspect**

des cristaux. Les cristaux sont plutôt

rare (fig. 282), présentant habituellement

les faces des prismes $\{11\bar{2}0\}$ et du rhom-

boèdre $\{10\bar{1}1\}$. La willémité se trouve souvent sous forme de brosses

de cristaux aciculaires, ou d'agrégats fibroradiés, ou encore en

masses concrétionnées dans des vides de dissolution.

Couleur. Incolore ou jaune brunâtre, quelquefois avec reflets

verdâtres ou rougeâtres (inclusion de MnO). **Eclat** vitreux, gras.

$Ng = 1,719-1,723$ et $Nm = 1,691-1,694$.

Dureté 5-6. Fragile. **Clivage** parfois net suivant $\{0001\}$. Cassure

conchoïdale. P. sp. 3,89-4,18. Pour certaines variétés, fluorescente

sous l'action de rayons ultraviolets.

Caractères distinctifs. A la différence de la calamine qui lui

ressemble ($Zn_4[Si_2O_7][OH]_2 \cdot H_2O$) et qu'on trouve dans des condi-

tions semblables et souvent en agrégats de faciès analogues, la

willémité se détermine le mieux par ses constantes optiques et se

distingue par sa dureté et son poids spécifique plus élevé.

Examinée au chalumeau fond très difficilement. Un chauffage

de ZnO, jaune à l'état chaud, blanc une fois refroidi; humecté d'une solution de nitrate de cobalt et de nouveau chauffé, dans une flamme oxydante cette fois, cet enduit devient vert. Contrairement à la calamine, la willémite ne rend pas d'eau ou en dégage très peu, en tube fermé. Réduit en poudre, le minéral se dissout dans HCl avec gelée de silice.

Origine et gisements. Est surtout abondante dans les zones d'oxydation des gîtes de sulfures plombo-zincifères, quelquefois en pseudomorphoses de la calamine.

Composé anhydre, elle s'est formée, selon toute apparence, au cours de l'altération des gisements sous un climat chaud.

Notons également comme un cas rare l'origine *endogène* de la willémite manganique, dans le gisement pyrométasomatique bien connu de Franklin dans le New-Jersey (U.S.A.); elle s'y présente associée à la zincite, la franklinite et d'autres minéraux zincifères.

Le nombre de gisements renfermant la willémite est à ce jour fort limité et ne dépasse pas 12 à 15. Elle a été trouvée en quantités notables dans les zones d'oxydation du gîte plombo-zincifère de *Broken Hill* (Rhodésie) ainsi que dans le gisement de *Kumych-Tagh* de la chaîne Kirghize (Asie centrale).

Importance pratique. La willémite ne reçoit de larges applications que dans de rares occasions et n'est exploitée industriellement qu'en tant que minéral de zinc. Elle est également utilisée dans la fabrication des écrans fluorescents, des tubes électroniques et d'autres appareils.

PHÉNACITE — Be_2SiO_4 . De « phenax » nom grec qui veut dire trompeur; ce nom lui a été donné à cause de ses variétés incolores dont les fragments ne se distinguent presque pas du quartz. Se classe parmi les minéraux relativement rares.

Composition chimique. $\text{BeO} = 45,5 \%$, $\text{SiO}_2 = 54,5 \%$. Les analyses chimiques y décèlent la présence de MgO , CaO , Al_2O_3 et Na_2O en quantités infimes.

Système rhomboédrique; rhomboèdre. sym. L_6^3C . Gr. sp. $R\bar{3}$ (C_{3i}^2). $a_0 = 12,43$; $b_0 = 8,22$. **Aspect des cristaux.** De faciès rhomboédrique, en prismes courts. Formes courantes: prisme $\{11\bar{2}0\}$ à rhomboèdres $\{10\bar{1}1\}$, $\{13\bar{4}1\}$, entre autres (fig. 283). Les macles par pénétration suivant $\{10\bar{1}0\}$ sont fréquentes. La phénacite se présente généralement sous forme de cristaux incrustés dans la roche, quelquefois sous forme de druses dans des cavités.

Couleur. Transparente, incolore ou faiblement colorée en jaune verdâtre, parfois rose, plus rarement brune. Eclat vitreux, gras. $N_g = 1,670$ et $N_m = 1,654$.

Dureté 7,5. Clivage difficile suivant $\{11\bar{2}0\}$. Cassure conchoïdale. P. sp. 2,96-3,0.

Caractères distinctifs. Les cristaux de phénacite ont un faciès rhomboédrique ou en prismes courts, très caractéristique qui les distingue des cristaux prismatiques du béryl. Comparée à ce dernier, la phénacite possède aussi un poids spécifique un peu plus élevé, mais inférieur à celui du chrysobéryl qui la dépasse également par sa dureté et son indice de réfraction, et présente des formes de cristaux différentes (la phénacite se caractérisant par l'absence de pinacoïde).

Ne fond pas au chalumeau. Inattaquable par les acides. Se dissout lentement dans le sel de phosphore fondu, ne laissant qu'un squelette de silice.

Origine et gisements. Les conditions de gisement et la paragenèse des minéraux indiquent une origine pneumatolytique. Dans la

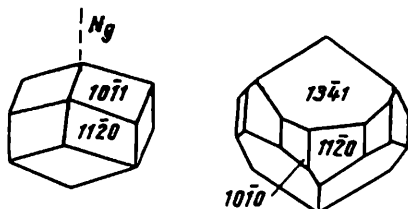


Fig. 283. Cristaux de phénacite.

plupart des cas la phénacite se rencontre dans des formations *pegmatitiques*, liées génétiquement aux roches ignées acides de profondeur. Elle est souvent associée au béryl (émeraude), chrysobéryl, topaze, feldspaths, micas, quartz, etc.

Elle fut trouvée pour la première fois dans l'Oural, au début du siècle passé. Souvent, les cristaux de la phénacite accompagnent ou « annoncent » l'émeraude. Dans de schistes micacés les cristaux de phénacite atteignent parfois jusqu'à 10 cm de diamètre. Souvent associés au béryl, ils sont distribués très irrégulièrement et s'accumulent en quelques points. Elle existe également sous forme de petits cristaux dans les pegmatites granitiques, en association avec l'amazonite, la topaze et d'autres minéraux.

Mentionnons parmi les gisements d'autres pays celui de *Kragerö* (Norvège) où furent trouvés de gros cristaux prismatiques et des macles, avec du quartz et de l'albite.

Importance pratique. Présente peu d'intérêt vu l'insignifiance de ses concentrations. On l'extrait en même temps que le béryl comme minéral de béryllium. Les variétés limpides et délicatement colorées sont utilisées en bijouterie. Il est curieux que la coloration de la phénacite soit peu résistante: souvent d'une jolie nuance au moment de l'extraction, elle perd complètement sa couleur au bout de quelques mois, sous l'action des rayons du soleil.

4. Groupe de la topaze

La topaze est le seul représentant dont la structure cristalline soit intermédiaire entre l'assemblage compact hexagonal (olivine) et l'empaquetage cubique (disthène). Sa structure se distingue par un assemblage compact en quatre couches (classification de N. Bélyov).

TOPAZE — $\text{Al}_2[\text{SiO}_4](\text{F}, \text{OH})_2$. Le nom vient de l'île de Topazos, dans la Mer Rouge.

Composition chimique. $\text{Al}_2\text{O}_3 = 62,0-48,2 \%$, $\text{SiO}_2 = 39-28,2 \%$. $\text{F} = 13-20,4 \%$, H_2O jusqu'à $2,45 \%$. Pour une topaze ne contenant pas OH (en %): $\text{Al}_2\text{O}_3 = 55,4$, $\text{SiO}_2 = 32,6$, $\text{F} = 20,7$;

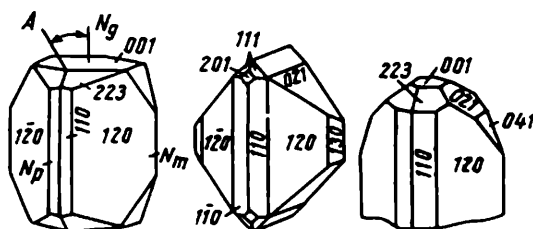


Fig. 284. Cristaux de topaze.

en sommant on a $108,7$, et, déduction faite de $\text{O} (= \text{F}_2) = 8,7$, elle sera de 100% . Le rapport $\text{F} : \text{OH}$ dans les topazes les plus riches en OH est généralement de l'ordre de $3 : 1$. Des inclusions liquides et gazeuses sont fréquentes.

Système orthorhombique: bipyramide rhombique, sym. $3L^23PC$. Gr. sp. $Pbnm$ (D_{2h}^{14}). $a_0 = 4,641$; $b_0 = 8,783$; $c_0 = 8,378$. **Aspect des cristaux.** Des cristaux bien formés se rencontrent exclusivement dans des cavités des roches. En règle générale, ils se distinguent par la richesse et par la perfection de leurs faces et, parfois, par leur grande taille (on connaît des cristaux pesant 25 à 32 kg). Les formes les plus répandues des cristaux sont prismatiques avec prédominance de $\{110\}$, $\{120\}$, $\{021\}$, $\{041\}$, pinacoïde $\{001\}$, bipyramides $\{111\}$, $\{223\}$, etc. (fig. 284).

Couleur. Les variétés incolores et d'une grande limpidité sont relativement rares. Le plus souvent la topaze présente des nuances claires de jaune, jaune verdâtre, jaune paille, bleu clair, violet, vert, rose, parfois rouge. Soumise à l'action prolongée des rayons du soleil, la couleur pâlit souvent. **Eclat** vitreux. $N_g = 1,618-1,638$. $N_m = 1,610-1,631$ et $N_p = 1,607-1,629$.

Dureté 8 . Clivage parfait suivant $\{001\}$. La cassure est conchoïdale si elle ne suit pas le clivage. **P. sp.** $3,52-3,57$.

Caractères distinctifs. Se reconnaît assez facilement au faciès des cristaux et se distingue des minéraux qui lui ressemblent par sa dureté élevée. Dans les masses grenues compactes elle ressemble au

quartz, dont elle diffère cependant par la présence de clivage et une dureté plus élevée.

Ne fond pas au chalumeau, mais devient trouble une fois calcinée. Seules les variétés troubles ou opaques avec des inclusions liquides et gazeuses abondantes gonflent au chauffage. En présence de sel de phosphore en tube fermé, elle fournit la réaction du fluor. La poudre de topaze préalablement calcinée, puis humectée par du nitrate de cobalt, se colore en bleu si on la chauffe de nouveau (réaction de Al). Se décompose sous l'action du sel de phosphore en laissant un squelette de SiO_2 .

Origine et gisements. Se trouve dans les cavités miarolitiques, le plus souvent au milieu de roches ignées acides (granites, rhyolites), et plus particulièrement dans des filons *pegmatitiques*. Existe sous forme d'inclusions infimes dans les auréoles de contact autour des massifs intrusifs, rarement dans les roches enclavantes des gisements métallifères. Souvent on observe, en association avec la topaze, de la fluorite, de la tourmaline, du quartz enfumé, du béryl, de la cassitérite, des feldspaths, et, dans les *greisen*, des minéraux tels que des micas, de la cassitérite, de la wolframite, quelquefois des sulfures, etc. On a pu constater des pseudomorphoses de topaze en feldspath, quartz, etc. Soumise à l'altération hydrothermale postérieure, la topaze se transforme parfois en une muscovite se présentant en une masse finement écaillée. Dans d'autres cas, on n'observe sur ses faces que des figures de corrosion.

La topaze est parfois découverte dans les filons *hydrothermaux* traversant des schistes, des gneiss et d'autres roches. Il est caractéristique que les topazes d'origine hydrothermale sont plus riches en hydroxyle qui remplace le fluor. Les cristaux y sont en prismes allongés souvent de couleur rose.

En cas d'altération du gisement, la topaze ne subit pour ainsi dire aucune transformation chimique, et on retrouve généralement ses cristaux, accompagnés de béryl et de quartz, intacts au milieu de minéraux qui l'accompagnaient complètement décomposés et réduits en produits argileux. Ceci explique qu'on la trouve couramment dans les alluvions, sous forme de galets arrondis (non loin des gîtes d'origine).

En U.R.S.S. les topazes existent généralement dans des filons pegmatitiques liés aux intrusions granitiques, dans l'Oural, en Volhynie, dans la Sibérie orientale et du Nord-Est.

Parmi les gisements d'autres pays, les plus renommés sont ceux du Brésil, dans la province de *Minas Geraes* (district de *Minas Novas*). On y extrait de longue date, de la zone d'altération superficielle et des placers, des topazes de couleur rouge jaunâtre et jaune verdâtre, parfois incolores et limpides.

Importance pratique. Les cristaux limpides et joliment colorés sont utilisés comme pierres précieuses. Les topazes jaunes ou à reflets bleus, roses et blancs, provenant de Sibérie et de l'Oural, étaient particulièrement appréciées.

5. Groupe du disthène

Ce groupe réunit trois modifications d'une même substance qui possèdent des structures différentes, mais dont la constitution analogue s'exprime par la même formule empirique $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2$ ou Al_2SiO_5 , nommées disthène (ou cyanite), andalousite et sillimanite.

Le trait caractéristique de la structure cristalline de ces composés est l'existence, dans chacun des réseaux, de deux ions Al de nature différente : une moitié de ces ions possède dans l'édifice la coordonnée 6, la seconde moitié a des coordinences variées : 6 (pour le disthène), 5 (pour l'andalousite) et 4 (pour la sillimanite).

DISTHÈNE — $\text{Al}_2[\text{SiO}_4]\text{O}$ ou $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2$. Du grec : « di » — double et « stenos » — dureté. Ce nom souligne la différence marquée de dureté s'observant dans deux directions. Synonyme : cyanite, du grec « cuanos » — bleu foncé.

Composition chimique. $\text{Al}_2\text{O}_3 = 63,1 \%$, $\text{SiO}_2 = 36,9 \%$. Renferme généralement à titre de corps isomorphe Fe_2O_3 jusqu'à 1-2%, parfois jusqu'à 7%, Cr_2O_3 jusqu'à 1,8%, et de quantités infimes de CaO, MgO, FeO, TiO_2 . Les analyses spectrales ont également décelé des traces de Ga, K et de quelques autres éléments. En lames minces, montre habituellement au microscope des inclusions infimes de minéraux étrangers.

Système triclinique : pinacoïde. Gr. sp. $P1 (C_1^i)$. $a_0 = 7,09$; $b_0 = 7,72$; $c_0 = 5,56$; $\alpha = 90^\circ 05'$; $\beta = 101^\circ 02'$; $\gamma = 106^\circ 44'$.

Aspect des cristaux. Généralement, les cristaux du disthène se présentent en prismes allongés suivant l'axe c , souvent aplatis ou en tablettes (fig. 285). Les formes les plus courantes sont les pinacoïdes $\{100\}$, $\{010\}$ et $\{110\}$. Les macles sont très fréquentes et ont, en général (100) pour plan de jonction, l'axe d'hémitropie lui étant perpendiculaire. On les reconnaît facilement à leurs angles rentrants (fig. 286). Il existe aussi des macles à cristaux faisant entre eux un angle proche de 60° . Quelquefois on observe des groupements de cristaux rayonnants.

Couleur bleu clair, bleu (de différentes teintes), parfois vert, jaune, rarement incolore, plus rarement encore noir. **Eclat** vitreux, quelquefois nacré sur les plans de clivage. $N_g = 1,728$, $N_m = 1,722$, $N_p = 1,713$.

Dureté différente suivant la direction (ce qui caractérise d'ailleurs le disthène) : sur la face (100), parallèlement à l'allongement du cristal elle est de 4,5, dans le sens transversal de 6, et sur les faces (010) et (110) de 7. Fragile. **Clivage** suivant $\{100\}$ parfait, moins facile suivant $\{010\}$; suivant $\{001\}$, disjonction. **P. sp.** 3,56-3,68 (dépend du nombre des inclusions). Supérieur à ceux de l'andalousite et de la sillimanite, ce poids spécifique élevé correspond à l'empaquetage très compact des ions dans le motif cristallin.

Caractères distinctifs. Se reconnaît facilement à sa teinte, bleu clair ou foncé, à sa dureté variable, et sa présence dans des schistes cristallins, le plus souvent micacés.

Ne fond pas au chalumeau, et ne se dissout pas dans HCl. Après calcination avec adjonction d'une solution de nitrate de cobalt, la poudre, blanche au départ, acquiert au cours d'un second chauffage très poussé une teinte bleu marine.

Origine et gisements. L'étude comparée des gîtes de disthène dans les schistes cristallins a démontré que celui-ci est dû au métamorphisme de roches riches en alumine soumises à une très haute pression, c'est-à-dire situées très profondément dans l'écorce terrestre.

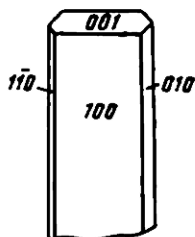


Fig. 285. Cristal de disthène.

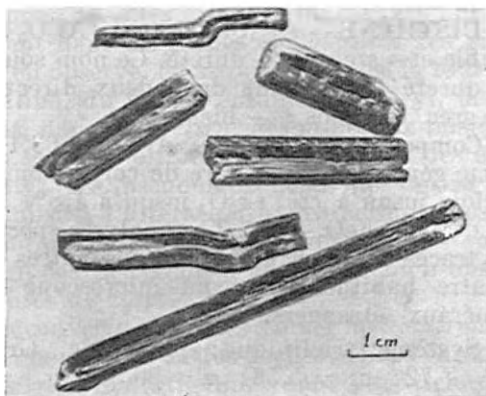


Fig. 286. Macles de disthène.

Assez souvent on trouve, en association avec le disthène, outre des micas, du corindon en quantités souvent considérables, de la tourmaline, éventuellement du rutile, de la staurolite, de l'andalousite, et d'autres minéraux formés dans des roches métamorphiques.

On peut parfois constater la substitution de cristaux de disthène par du mica, quelquefois par de la pyrophyllite, très vraisemblablement sous l'action de solutions silicatées alcalines. On trouve aussi des paramorphoses de disthène en andalousite. Notons que le disthène forme souvent des groupements réguliers avec la staurolite (staurolite).

Résistant aux agents chimiques, le disthène se retrouve, au terme de l'altération des roches, dans des alluvions.

Dans la partie nord-ouest de l'U.R.S.S., on connaît toute une série de gisements considérables de schistes cristallins renfermant du disthène. On distingue, selon la teinte, la forme et la paragenèse, plusieurs variétés de disthène. Le disthène bleu clair en gros cristaux bacillaires (de 20-30 cm de longueur) est disséminé dans les schistes

à disthène et staurotide. Localement, ces roches sont enrichies en sillimanite et cordiérite. Dans l'Oural du Sud (U.R.S.S.), on connaît le gisement de *Borissovskoïé* (région de Kotchkar) dans des micaschistes se disposant au sein d'un massif granitique et traversés par des filons de granite, d'aplite et de pegmatites. Le disthène est absent le long des zones de contact entre micaschistes et granites (hautes températures). Quelquefois on le rencontre en association avec la tourmaline. Les lentilles de schistes renfermant du disthène constituent des passages progressifs vers les schistes « stériles », c'est-à-dire sans disthène. Dans cette région existent des alluvions renfermant jusqu'à 7 % de disthène; il en est extrait par lavage.

Parmi les gisements d'autres pays, mentionnons les importantes assises de roches presque entièrement constituées de disthène dans le Nord de l'Inde, plus particulièrement à *Lapsa-Bourou*, puis ceux de la Caroline du Nord (U.S.A.) où les gîtes de disthène correspondent à une zone puissante de roches métamorphiques, présentant des intrusions de gabbros, de diorites, de granites, de pegmatites, de filons quartzeux. On suppose que le disthène s'est formé par l'action des agents pneumatolytiques du magma sur les roches encaissantes.

Importance pratique. Les roches qui renferment du disthène, de l'andalousite et de la sillimanite constituent une matière première de grande importance industrielle, riche en alumine. Ces minéraux se décomposent au cours de la cuisson, à des températures élevées avec formation de mullite ($\text{Al}_6\text{Si}_2\text{O}_{13}$) de structure fibreuse enchevêtrée, et de cristobalite vitreuse. Hautement réfractaire et chimiquement inerte aux acides, aux alcalis et même à l'acide fluorhydrique, la mullite possède aussi une grande résistance mécanique. Pour toutes ces raisons, les roches à disthène, à andalousite et à sillimanite ou leurs concentrés sont utilisés dans la fabrication de produits du type de la porcelaine, très réfractaires et résistants aux acides, présentant des qualités supérieures à ceux du quartz et autres matériaux réfractaires.

On s'en sert également pour la fabrication d'isolants spéciaux, de bougies d'allumage, de creusets pour couler de l'acier, de tubes pour pyromètres, etc. L'oxyde de fer constitue une impureté gênante (s'il dépasse 2 %). Notons également que les minéraux du groupe du disthène, traités par une méthode électrothermique, donnent directement un alliage silicium-aluminium appelé silumine.

ANDALOUSITE — $\text{Al}_2[\text{SiO}_4]\text{O}$. De l'Andalousie, province d'Espagne où elle a été trouvée.

Composition chimique. Identique au disthène; renferme souvent Fe_2O_3 en quantité infime. La *viridine* est une variété qui contient du manganèse (jusqu'à 7 % de Mn_2O_3).

Système orthorhombique; bipyramide rhombique, sym. $3L^23PC$. Gr. sp. *Pnnm* (D_{2h}^{12}). $a_0 = 7,76$; $b_0 = 7,90$; $c_0 = 5,56$. Aspect des

cristaux. Gros prismes à section quadratique, bacillaire. Formes principales: prismes orthorhombiques $\{110\}$, $\{101\}$, pinacoïde $\{001\}$, etc. La fig. 287 montre un cristal typique. Dans les schistes argileux et charbonneux on rencontre quelquefois des cristaux d'une structure intime fort originale, à qui on a donné le nom de *chiastolite*. Les inclusions argileuses ou charbonneuses englobées durant la croissance des cristaux s'arrangent selon des directions cristallographiques bien déterminées; on peut voir, en section transversale, une croix noire (fig. 288), et en section parallèle, des bandes parallèles à l'allongement du cristal, sur un fond blanc ou gris (sur la figure, les teintes sont inverses). Des macles n'ont pas été observées. L'andalousite se rencontre également sous forme d'amas granulaires ou bacillaires radiés.

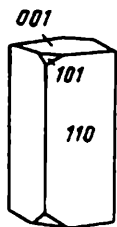


Fig. 287. Cristal d'andalousite.

Couleur. Rarement incolore: habituellement, teintée en gris, jaune, brun, rose, rouge et vert foncé (variété manganifère). **Eclat** vitreux. $N_g = 1,639-1,647$. $N_m = 1,633-1,644$ et $N_p = 1,629-1,640$.

Dureté 7-7,5. **Clivage** suivant $\{110\}$ net. Cassure inégale, esquilleuse. **P. sp.** 3,1-3,2.

Caractères distinctifs. Les cristaux présentent des formes prismatiques presque rectangulaires, avec clivage prismatique. L'andalousite se distingue de nombreux silicates de la même couleur par sa dureté élevée, et, sous le microscope, par ses constantes optiques.



Fig. 288. Chiastolite vue en sections transversales.

Ne fond pas au chalumeau. Se décompose avec formation de mullite, à des températures supérieures à 1380° . Ne se décompose pas dans les acides. Avec du nitrate de cobalt, elle donne la réaction de l'aluminium.

Origine et gisements. L'andalousite en tant que minéral pyrométasomatique est assez répandue dans les schistes argileux et carbonno-argileux, ainsi que dans les roches effusives modifiées, surtout si elles sont en liaison génétique avec des intrusions de granites. Elle est plus rare dans les gneiss et dans les micaschistes, en association avec le grenat, le corindon, le disthène, etc.

En U.R.S.S., dans la république de Kazakhstan, on trouve de nombreux « quartzites secondaires » qui renferment de l'andalousite. Ce sont les produits d'un pyrométasomatisme pneumatolytique

s'exerçant sur des roches effusives acides. Le gisement le plus considérable est celui de *Semiz-Bougou*. Les parties centrales du gisement sont constituées par du corindon pur ou mêlé de muscovite; vers la périphérie ces minéraux passent progressivement à des roches à andalousite avec du rutile, de la muscovite, du diaspore, de la pyrophyllite, quelquefois de la topaze qui à leur tour sont remplacées par des quartzites renfermant de l'andalousite. La teneur en andalousite au voisinage des gîtes de corindon atteint 90-95%, et dans les quartzites à andalousite, 18%.

On trouve dans les micaschistes des mines d'Alexandrovsk (district de Nertchinsk, Transbaïkalie), de la chialstolite d'un rouge-brun qui présente un certain intérêt minéralogique, et une autre, de couleur gris-jaune, le long des rives de l'Argoune. Les beaux cristaux de chialstolite provenant de la montagne de Howdon (Australie du Sud) sont célèbres à juste titre.

Le plus gros gisement d'andalousite connu se trouve en Californie (White Mountain). La roche très riche en andalousite (85%) s'y trouve, sous forme de lentilles et de nids, dans des quartzites à andalousite, au milieu de schistes à quartz, à séricite et à tourmaline. On explique l'apparition de l'andalousite par l'altération des porphyres effusifs sous l'effet du magma granitique.

Pour les applications pratiques voir plus haut le disthène.

SILLIMANITE — $\text{Al}[\text{AlSiO}_5]$. **Composition chimique.** Identique à celle du disthène. On constate, en général, une teneur en Fe_2O_3 allant jusqu'à 2-3 %.

Système orthorhombique; bipyramide rhombique, sym. $3L^23PC$. Gr. sp. $Pbnm (D_{2h}^{16})$. $a_0 = 7,43$; $b_0 = 7,58$; $c_0 = 5,74$. La **structure cristalline** est, d'après N. Bélov, caractérisée par le fait que le complexe anionique $[\text{AlSiO}_5]$ se présente ici en bande constituée de deux séries de tétraèdres se joignant par les sommets et ayant subi une rotation de 180° les uns par rapport aux autres, de plus ces sommets sont communs pour chaque paire de tétraèdres $(\text{Al}, \text{Si})\text{O}_4$. **Aspect des cristaux:** aciculaires, terminés par des faces inachevées. Les faces des prismes de la zone $[001]$ sont fortement striées: la sillimanite se rencontre en masses compactes fibroradiées, en aiguilles rectilignes, et sous forme d'inclusions filamenteuses très fines, souvent entrelacées, dans d'autres minéraux (dans le quartz et les feldspaths).

La couleur de la sillimanite est grise, brun clair, vert pâle. Eclat vitreux. $N_g = 1,677$, $N_m = 1,658$ et $N_p = 1,657$.

Dureté 7. **Clivage** parfait suivant le pinacoïde $\{010\}$. **P. sp.** 3,23-3,25.

Caractères distinctifs: faciès aciculaire, bacillaire, ou filiforme. Elle se distingue de l'andalousite, qui l'accompagne fréquemment, par ses propriétés optiques.

Ne fond pas au chalumeau. Se décompose à une température de l'ordre de 1545° , avec formation de mullite. Ne se décompose pas dans les acides. Réaction de l'aluminium.

Origine et gisements. En tant que minéral pyrométasomatique de haute température, elle se rencontre souvent le long du contact avec les roches ignées, et au sein même des roches ignées où elle apparaît comme un produit de réaction sur les lambeaux des roches riches en alumine, enrobés au cours de la mise en place du massif intrusif. On la rencontre également dans des schistes cristallins où elle se présente comme un minéral précoce, quelquefois accompagnée d'andalousite, de spinelle, de cordiérite, de corindon, etc.

De grands gisements de masses compactes de sillimanite (jusqu'à 85%), sous forme de grosses lentilles et de nids dans des schistes cristallins, sont connus dans l'Inde: *Hazi-Hills* et *Pipra*. Leur formation est due à l'action sur les schistes d'agents pneumatolytiques, liés génétiquement à une intrusion de granite à tourmaline et à muscovite.

Pour les applications pratiques voir disthène.

6. Groupe de la staurotide

De tous les minéraux qui entrent dans ce groupe, seule la staurotide a fait l'objet d'une étude détaillée. Par ses propriétés et son mode de gisement, elle se rapproche des minéraux du groupe précédent.

STAUROTIDE — $\text{Fe}^{++} \text{Al}_4 [\text{SiO}_4]_2 \text{O}_2 [\text{OH}]_2$ ou $\text{Fe} [\text{OH}]_2 \cdot 2\text{Al}_2\text{SiO}_5$. Ainsi nommée à cause des macles en forme de croix très fréquentes: « stauros » — croix en grec.

Composition chimique. $\text{FeO} = 15,8 \%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 55,9 \%$, $\text{SiO}_2 = 26,3\%$, $\text{H}_2\text{O} = 2,0\%$. Fe^{++} est remplacé par Mn^{++} , souvent en quantité notable.

Système orthorhombique; bipyramide rhombique, sym. $3L^2 3PC$. Gr. sp. $C_{2mm} (D_{2h}^7)$. $a_0 = 7,81$; $b_0 = 16,59$; $c_0 = 5,64$. **Aspect des cristaux.** Généralement se rencontre en prismes volumineux et trapus. On observe surtout les formes suivantes: prismes $\{110\}$, quelquefois $\{101\}$, pinacoïdes $\{001\}$ et $\{010\}$ (fig. 289). Les macles sont très caractéristiques et rappellent une croix rectangulaire suivant (032) et oblique suivant (232). Se rencontre parfois en grains informes.

La couleur de la staurotide va du brun-rouge au noir brunâtre. Elle est rarement transparente. Eclat vitreux. $N_g = 1,746$, $N_m = 1,741$ et $N_p = 1,736$.

Dureté 7-7,5. **Clivage** suivant $\{010\}$ net. Cassure inégale. **P. sp.** 3,65-3,77 (dépend de la quantité d'inclusions de minéraux étrangers).

Caractères distinctifs. Se reconnaît aisément par la couleur et les formes caractéristiques des cristaux, surtout celles des macles.

Ne fond pas au chalumeau, à l'exception des variétés riches en manganèse, qui fondent facilement en un verre magnétique noir. Inattaquable par les acides. Seul H_2SO_4 la décompose partiellement.

Origine et gisements. La staurotite, minéral de température relativement haute, est un minéral caractéristique de certains schistes cristallins, formés par métamorphisme régional, plus rarement, par métamorphisme de contact. Elle est répandue dans des

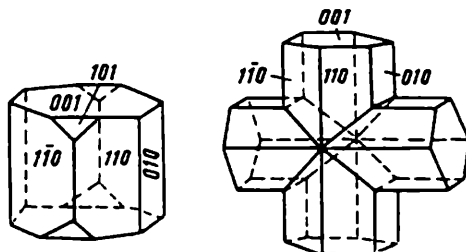


Fig. 289. Cristal et macle de la staurotite suivant (032).

roches riches en alumine et en fer, en association avec des grenats, de l'andalousite, de la cordiérite, des micas, de la magnétite, de la brookite, etc.

Minéral chimiquement assez stable. On a observé des cas de transformation en mica vert et en chlorites, provoquée sans doute par altérations hydrothermales postérieures. Se rencontre dans des alluvions.

Une énumération de ses nombreux gisements serait pas trop fastidieuse. Indiquons seulement qu'on la trouve en U.R.S.S., dans les schistes de la montagne Taganaï (Oural du Sud), ainsi que dans des alluvions des rivières *Sanarka* et *Kamenka* (région de Kotchkar), dans les régions du Nord-Ouest de l'U.R.S.S., englobée dans des schistes à disthène, muscovite et staurotite (région du lac Baïkal, etc.).

Son importance pratique est à peu près nulle.

7. Groupe du grenat

Ce groupe englobe un ensemble important de minéraux qui répondent à la formule commune $A_3B_2[SiO_4]_3$, où A représente Mg , Fe^{++} , Mn^{++} , Ca et $B = Al$, Fe^{+++} , Cr . Parmi eux, les espèces minérales de deux séries isomorphes sont particulièrement nombreuses.

Série de l'almandin — $(Mg, Fe, Mn)_3Al_2[SiO_4]_3$

pyrope — $Mg_3Al_2[SiO_4]_3$

almandin — $Fe_3Al_2[SiO_4]_3$

spessartine — $Mn_3Al_2[SiO_4]_3$

Série de l'andradite — $Ca_3(Al, Fe, Cr)_2[SiO_4]_3$

grossulaire — $Ca_3Al_2[SiO_4]_3$

andradite — $Ca_3Fe_2[SiO_4]_3$

ouvarowite — $Ca_3Cr_2[SiO_4]_3$

Tous ces minéraux cristallisant dans le même système et étant pourvus de nombreuses propriétés communes, nous n'en donnerons qu'une description générale.

GRENATS (voir formule plus haut). En latin « granatus » — semblable aux grains. Ce nom a été donné parce que la couleur des premiers petits cristaux étudiés évoquait celle des grains du fruit du grenadier. L'ancien nom russe est « venissa ». Les noms des diverses variétés isomorphes ont une origine différente.

Pyrope du grec « pyropos » — pur feu à cause de sa teinte rouge foncé.

Almandin, transformation du nom de la ville d'Alabanda, dans laquelle, dans l'antiquité, on taillait des pierres (l'« alabandine » de Pline).

Spessartine, d'une localité de Bavière (massif Spessart).

Grossulaire vient de la couleur de la variété vert pâle (*grossularia*, groseille); elle fut découverte en 1790, par l'académicien E. Lachsman, dans les alluvions de Viliouï (Sibérie orientale).

Essonite, variété ferreuse du grossulaire, brune, trouvée à Ceylan.

Andradite, du nom du minéralogiste portugais d'Andrade qui a donné en 1800 la description d'un grenat mangano-ferreux.

Demantoïde (diamantoïde), variété verte transparente de l'andradite (trouvée dans les alluvions de Bobrovka, dans l'Oural).

Ouvarowite, dédiée au ministre Ouvarov; trouvée dans l'Oural (analysée par l'académicien G. Hess en 1832).

Schorlomite, variété d'andradite riche en titane.

Composition chimique. La composition théorique des principales espèces minérales a été figurée dans le tableau 14.

Tableau 14

Composition chimique des grenats
(% en poids)

Minéraux	MgO	FeO	MnO	CaO	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	SiO ₂
Pyrope	29,8	—	—	—	25,4	—	—	44,8
Almandin	—	43,3	—	—	20,5	—	—	36,2
Spessartine	—	—	43,0	—	20,6	—	—	36,4
Grossulaire	—	—	—	37,3	22,7	—	—	40,0
Andradite	—	—	—	33,0	—	31,5	—	36,5
Ouvarovite	—	—	—	33,5	—	—	30,6	35,9

Dans le groupe de minéraux étudié, Mg et Fe⁺⁺ ainsi que Fe⁺⁺ et Mn⁺⁺ se substituent l'un à l'autre, de façon continue et dans toutes les proportions voulues; toutefois, le grenat mangano-magnésien est rare. Quant aux éléments trivalents, ils peuvent

largement se remplacer mutuellement. Il faut noter qu'on rencontre rarement dans la nature des grenats chromifères.

On trouve parfois, mêlées aux grenats, de faibles quantités de K_2O , Na_2O , au même titre que P_2O_5 , V_2O_5 , ZrO_2 , BeO , etc.

Système cubique, hexaoctaèdre, sym. $3L^4 4L^3 6L^2 9PC$. Gr. sp. $Ia\bar{3}d(O_h^{10})$. $a_0 = 11,51$ (pour l'almandin); $11,59$ (pour le grossulaire); $11,83$ (pour l'andradite). En général, les cristaux des grenats sont très typiques. Aspect des cristaux. La forme prédominante est celle du rhombododécaèdre $\{110\}$ (fig. 290), plus rarement en combinaison avec le tétragone-trioctaèdre (trapézoèdre) $\{211\}$. Ce dernier faciès

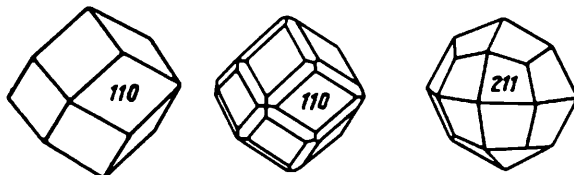


Fig. 290. Cristaux de grenat (formes prépondérantes).

peut se présenter isolément; dans ce cas, les faces sont recouvertes de stries parallèles à la grande diagonale. Les faces du cube ou de l'octaèdre sont extrêmement rares. Les macles suivant (210) sont également peu fréquentes. Etat d'aggrégation. Se présentent souvent en masses compactes grenues.

Couleur très variable. Les variétés incolores, transparentes, sont rares. Les couleurs les plus fréquentes des divers minéraux figurent au tableau 15. On ne connaît pas de grenats de couleur bleue.

Tableau 15

Propriétés physiques des grenats

Minéral et formules	P.sp.	Couleur	n°
Pyrope — $Mg_3Al_2[SiO_4]_3$	3,51	rouge foncé, rose-rouge, noir	1,705
Almandin — $Fe_3Al_2[SiO_4]_3$	4,25	rouge, rouge-brun, noir	1,830
Spessartine — $Mn_3Al_2[SiO_4]_3$	4,18	rouge foncé, orangé-jaune, brun	1,800
Grossulaire — $Ca_3Al_2[SiO_4]_3$	3,53	jaune de miel, vert pâle, brun, rouge	1,735
Andradite — $Ca_3Fe_2[SiO_4]_3$	3,75	jaune, verdâtre, rouge-brun, noir	1,895
Ouvarovite — $Ca_3Cr_2[SiO_4]_3$	3,52	vert émeraude	1,870
Schorlomite — $Ca_3(Al, Fe, Ti)_2 \times [(Si, Ti)O_4]_3$	3,88	noir, noir brunâtre	2,0

D'habitude les grenats chromifères sont d'un vert vif. Ils sont rouges si la quantité de chrome est faible. Certaines variétés transparentes d'andradite (demantoïde) sont également vertes. D'ailleurs, on n'a jusqu'ici pu établir avec certitude aucune règle générale de coloration des grenats d'après leur composition. Eclat gras, vitreux, parfois proche de l'adamantin (andradite) ou adamantin (schorlomite). Les indices de réfraction des principaux types de minéraux sont montrés sur le tableau 15. Ils augmentent avec l'accroissement de la teneur en FeO , Fe_2O_3 et TiO_2 .

Dureté 6,5-7,5. Ce sont l'almandin, le pyrope et la spessartine qui possèdent la dureté la plus élevée (7-7,5). Le clivage imparfait suivant {110}, généralement absent. La cassure inégale. P. sp. 3,5-4,2 (voir tableau 15).

Caractères distinctifs. Faciles à reconnaître à l'œil nu d'après le faciès caractéristique des cristaux, l'éclat gras, la dureté élevée et le poids spécifique relativement important.

A l'exception des grenats à chrome, fond plus ou moins facilement au chalumeau, surtout l'andradite et les variétés de composition voisine. Après fusion donne des perles de différentes couleurs. Les variétés ferreuses deviennent alors magnétiques. Avec du borax et du sel de phosphore, de nombreuses variétés montrent la réaction de Fe, Mn et Cr. Dans HCl, seule l'andradite se dissout, assez difficilement, en donnant une gelée de silice. Les autres ne se dissolvent qu'après fusion.

Origine et gisements. Les plus abondants sont les grenats d'origine *pyrométasomatique*; ils résultent des réactions de magmas le plus souvent acides avec des roches carbonatées (calcaires et dolomies), à des températures relativement élevées. Il n'est pas rare de les rencontrer en masses compactes (grossulaire et andradite); parfois ils font partie de skarns, composés en grande partie de silicates calciques: diopside, hedenbergite, épidote, vésuvianite (idocrase), quelquefois wollastonite, actinolite, chlorites, helvite, etc. Les skarns à andradite accompagnent généralement les gisements de magnétite pyrométasomatiques: montagnes *Magnitnaïa*, *Vysso-kaïa*, *Blagodat* (Oural), *Dachkessan* (Transcaucasie), etc. Souvent des skarns à grenats sont liés à des gisements de scheelite.

La spessartine se rencontre souvent dans les pegmatites. Elle renferme quelquefois de l'yttrium, laissant supposer l'existence possible, en association avec elle, de minéraux yttrifères-xénotime, fergusonite, yttrialite, etc. Le pyrope a été observé dans les kimberlites diamantifères.

On trouve plus rarement des gisements de grenats (de l'almandin dans la plupart des cas) provenant de l'action de magmas acides sur des roches métamorphiques basiques (amphibolites, gneiss à hornblende, roches à amphiboles et à chlorites, etc.), surtout si ces dernières sont observées sous forme de xénolites au milieu de roches ignées.

En tant que néoformations, les grenats sont largement répandus dans les *schistes cristallins*: micaschistes, chloritoschistes, talcschistes, schistes à amphibole, etc. La composition des grenats est tributaire des roches dans lesquelles ils se forment. Le métamorphisme des roches riches en Al et Fe est à l'origine de l'almandin, celui des roches calcaires produit le grossulaire, et celui des roches aluminomagnésiennes, le pyrope, etc. Il n'est pas rare de constater dans les cristaux de grenats, capables d'atteindre des dimensions notables (1 cm et plus), des inclusions de minéraux étrangers provenant des schistes. On observe assez souvent, en paragenèse avec les grenats, de la muscovite, de la biotite, du quartz, du disthène, de la sillimanite, du graphite, du rutile, de la magnétite, etc. Les gisements de grenat rouge foncé (pyrope) de Tchécoslovaquie sont renommés à juste titre; ils sont largement utilisés en joaillerie.

L'ouvarowite, ainsi que d'autres grenats chromifères sont assez souvent observés sous l'aspect de cristaux bien formés, en association avec des chromospinelles et des chlorites chromiques, dans des cavités (et surtout des fentes) au milieu de gisements de chromites et de roches ignées ultrabasiques (gisement de Saranov, Oural).

Au cours de l'érosion des roches les grenats, minéraux relativement résistants du point de vue chimique, se retrouvent dans les alluvions. Toutefois, sous l'effet d'une altération énergétique, les grenats ferri-fères se décomposent en donnant de l'hématite brune, sous forme de chapeaux de fer. Plus aisée encore est la décomposition des grenats manganeux, avec formation d'hydroxyde de manganèse.

Importance pratique. Les variétés translucides des grenats à jolies nuances sont utilisées en bijouterie comme pierres fines. Actuellement, elles ne présentent plus un grand intérêt.

Les espèces particulièrement dures (almandin, pyrope, spessartine) sont utilisées comme abrasifs. Les cristaux de grenats isolés relativement gros conviennent mieux à cet usage que les masses grenues et compactes de grenats. 90% des grenats sont employés pour préparer les papiers et les toiles abrasifs « à grenats », utilisés surtout pour le polissage des bois durs (chêne, noyer, érable, acajou, etc.), des miroirs, du cuir, du caoutchouc dur, des produits en cellulose, etc.

En vue d'obtenir des matières abrasives, les roches renfermant des grenats subissent un traitement enrichissant spécial. Les roches qui renferment plus de 10% de gros cristaux régulièrement formés (de plus de 1 cm de diamètre) sont jugées aptes à l'exploitation industrielle.

8. Groupe de la vésuvianite (idocrase)

Cette dénomination est en fait un nom collectif sous lequel on englobe plusieurs espèces minérales de composition incertaine encore insuffisamment étudiées. La formule chimique n'est que probable.

Cependant, les études aux rayons X de Warren et Model ont montré que la structure cristalline de la vésuvianite ressemble beaucoup à celle des grenats.

VÉSUVIANITE (idocrase) — $\text{Ca}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_2[\text{OH}]_1$. Formule probable. Trouvée d'abord dans les produits rejetés du Vésuve, mais a été définie d'une manière erronée. Synonyme : *viluite* (de la rivière Vilyoui en Yakoutie). Ce second nom est plus ancien.

Composition chimique très variable. Teneur (en %) : $\text{CaO} = 33-37$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 13-16$, $\text{SiO}_2 = 35-39$, $\text{H}_2\text{O} = 2-3$. En outre, on note la présence de K_2O , Na_2O , Li_2O (jusqu'à 1,5), MgO , FeO , MnO , quelquefois de ZnO (quelques %), SrO , Fe_2O_3 (jusqu'à 4-9), Cr_2O_3 (jusqu'à 4,3), TiO_2 (jusqu'à 4,7), et rarement de BeO , jusqu'à 9,2 (vésuvianite à béryllium). Souvent OH est remplacé par F (jusqu'à 2 %). La présence de B_2O_3 est quasi constante.

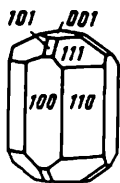


Fig. 291. Cristal de la vésuvianite (Vésuve).

Système quadratique : bipyramide diduadratique. sym. L^44L^25PC . Gr. sp. $P4/nnc$ (D_{4h}^1). $a_0 = 15,63$; $c_0 = 11,83$. **Aspect des cristaux.** Les cristaux prismatiques (fig. 291), et plus rarement pyramidaux, sont typiques. On les trouve d'habitude dans des cavités. Les formes en tablettes ne sont pas rares. Les plus courantes sont les combinaisons des faces de prismes $\{110\}$,

$\{100\}$, de la bipyramide $\{111\}$ et du pinacoïde $\{001\}$. Les faces des prismes sont souvent couvertes de stries parallèles interrompues, et celles du pinacoïde de figures carrées en relief. On ne connaît pas de macles. **Etat d'agrégation.** Les masses compactes de vésuvianite ont une texture granulaire ou bacillaire.

La couleur de la vésuvianite est jaune, grise, verte, brune de diverses nuances, parfois noire, rarement bleu clair, rouge ou rose. La chromovésuvianite se distingue par une coloration intense vert émeraude. Eclat vitreux, gras. $Nm = 1,705-1,732$ et $Np = 1,701-1,726$.

Dureté 6,5. Fragile. Clivage difficile suivant $\{100\}$, $\{110\}$. Cassure inégale ou conchoïdale. P. sp. 3,34-3,44.

Caractères distinctifs. Les cristaux se reconnaissent facilement à leurs formes. En masses compactes, ne se distingue extérieurement presque pas des amas de grenat et d'épidote ; en revanche, se détermine assez simplement en lame mince au microscope par les constantes optiques et l'association avec des minéraux renfermant du calcium.

Examinée au chalumeau, fond facilement avec bouillonnement par suite de dégagement des composants volatils en un verre verdâtre ou brun. Se décompose dans HCl partiellement, et, après calcination, totalement, avec précipitation de SiO_2 sous forme de gelée.

Origine et gisements. Quoique moins abondante que les grenats, la vésuvianite est néanmoins un minéral typique de certaines forma-

tions pyrométasomatiques résultant de la transformation des calcaires et des dolomies. On trouve, en association avec elle, des grenats (grossulaire), du diopside, de l'épidote, de la calcite, des chlorites, des scapolites, etc.

On l'observe plus rarement dans des roches *métamorphiques* : serpentinites, chloritoschistes, gneiss, etc., où elle s'est constituée sous l'action des composants volatils sur des minéraux primaires riches en calcium : feldspaths basiques, diopside, amphiboles, etc.

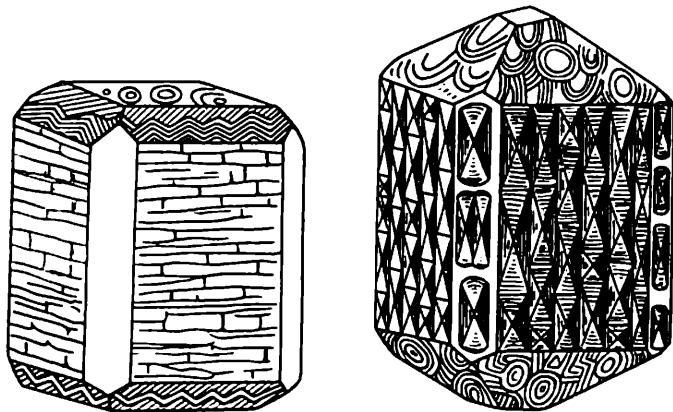


Fig. 292. Cristaux de viluite.

Au même titre que les grenats, la vésuvianite peut être remplacée par des minéraux secondaires (chlorites, mica, talc, etc.) par altération hydrothermale. Des pseudomorphoses de vésuvianite en l'épidote ont également été signalées.

Parmi les nombreux gisements de vésuvianite, nous n'en indiquerons que quelques-uns. On la trouve sur le *Monte Somma* (Vésuve) dans les produits d'éjections volcaniques au sein des calcaires cristallins, accompagnée de mica, d'augite, de chlorite, de scapolite, de magnétite, etc. Dans l'Oural, on trouve des cristaux bien formés et des masses granulaires dans des chloritoschistes des monts Naziamskié (région de Zlatoust), des mines Akhmatovskaïa, Nikolaïé-Maximilianovskaïa et Eréméevskaïa des monts Chichimskié (même région), aux environs de la station Medvédievka, près du bourg de *Poliakovka* (Oural du Sud), dans des serpentinites de la Borzovka (Oural central, région de Kychtym), sous formes de blocs erratiques de vésuvianite compacte, de couleur vert pomme, en association avec du corindon.

La viluite découverte par l'académicien E. Lachsman en 1790 existe en Yakoutie, sur les rives du *Vilyouï* près de la confluence avec l'Akhtaragda. Elle s'y trouve en gros cristaux (jusqu'à 2 cm de long) bien formés (fig. 292), d'un vert foncé ou brun, parmi des

roches métamorphiques à moitié décomposées. Les faces des cristaux ont un faciès particulier. Dans certains cas (fig. 292, à gauche), lorsque la face (001) est très développée, les faces du prisme semblent recouvertes de lamelles orientées horizontalement, à la manière de briques empilées. Dans d'autres échantillons les faces portent des figures en relief rappelant des enveloppes (fig. 292, à droite). Les faces de la pyramide sont couvertes de figures au dessin plus fin et plus compliqué.

Ne présente pas d'intérêt pratique.

9. Groupe du sphène

SPHÈNE — $\text{CaTi}[\text{SiO}_4]\text{O}$. « Sphenos » en grec veut dire « coin ». Ainsi nommé à cause de ses cristaux cunéiformes. Synonyme : *titanite*. Il a été décrit pour la première fois en Russie par G. Rosé en 1842, dans les monts Ilmen. Assez fréquent en tant que minéral accessoire dans les roches ignées tant acides que basiques (granites, syénites, syénites néphéliniques, diorites, etc.).

Composition chimique. $\text{CaO} = 28,6 \%$; $\text{TiO}_2 = 40,8 \%$, $\text{SiO}_2 = 30,6 \%$. On cons-

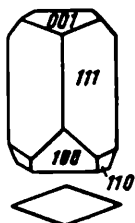


Fig. 293. Cristal du sphène.

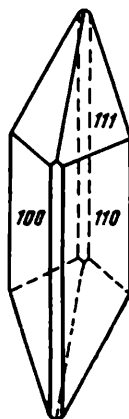


Fig. 294. Cristal prismatique du sphène.

tate souvent la présence de FeO (jusqu'à 6%), et parfois de MnO (jusqu'à 3%), MgO , Fe_2O_3 , Al_2O_3 , $(\text{Y}, \text{Ce})_2\text{O}_3$ (jusqu'à 12% : yttrotitanite); très rarement Cr_2O_3 , ZrO_2 (jusqu'à 0,18 %), Nb_2O_5 , F , OH , Th , etc.

Système monoclinique; prisme rhombique, sym. L^2PC . Gr. sp. $C2/c(C_{2h})$. $a_0 = 6,55$; $b_0 = 8,70$; $c_0 = 7,43$; $\beta = 119^\circ 43'$.

Aspect des cristaux. Les cristaux isolés sont, en général, typiques; leur faciès est très varié, et les combinaisons sont multiples. Le plus souvent ils se présentent en prismes aplatis, rappelant une enveloppe, qui en section transversale ont la forme de coin (fig. 293). En cas de développement préférentiel des faces {001} les cristaux prennent une forme tabulaire. Plus rarement, en cas de développement des faces du prisme {110} et du pinacoïde, les cristaux sont de

faciès prismatique (fig. 294). Des macles suivant (100) sont fréquentes, et plus rares suivant (001).

La couleur du sphène est jaune, brune, verte, grise, quelquefois noire, rose ou rouge. Eclat proche de l'adamantin ou adamantin, gras. $N_g = 1,979-2,054$, $N_m = 1,894-1,935$ et $N_p = 1,888-1,918$.

Dureté 5-6. Clivage suivant {110} net ou difficile. P. sp. 3,29-3,56.

Caractères distinctifs. Le sphène est souvent caractérisé par des cristaux en forme de coin dont les angles aigus ou obtus entre les faces le distinguent de toute une série de minéraux à qui il ressemble par sa couleur brun jaunâtre.

Fond sur les bords au chalumeau en un verre foncé. Avec le sel de phosphore, dans une flamme réductrice, et, après adjonction d'étain, il présente la réaction du titane (perle violette). Se décompose partiellement dans HCl à chaud, entièrement dans H₂SO₄, avec formation de sulfate de Ca. La solution de sphène dans l'acide chlorhydrique mise à bouillir, après concentration, avec de l'étain métallique, prend une teinte violette, à cause du TiCl₃ qui s'y forme.

Origine et gisements. Est assez courant, en faibles quantités et comme minéral accessoire, dans les roches *magmatiques* (granites, syénites, trachytes, andésites, etc.) en association avec des feldspaths, de la néphéline, de l'ægyrine, du zircon, de l'apatite et d'autres minéraux. Il est également fréquent en cristaux plus gros dans des *pegmatites*, constituées en majeure partie de syénites. Plus rare dans des formations pyrométasomatiques résultant de l'action des magmas moins acides sur des calcaires, en paragenèse avec du diopside, du grenat, de l'épidote, des chlorites, de la magnétite, etc.

Quelquefois, il est assez typique pour certaines roches *métamorphiques* (gneiss, micaschistes et chloritoschistes, amphibolites, etc.), il existe également dans des filons du type alpin en cristaux réguliers avec de la calcite, de la chlorite, de l'épidote, de l'albite, de l'adulaire, etc.

Soumis à l'action postérieure de solutions hydrothermales carbonatées, il se dissocie en calcite, quartz et rutile cryptocristallin, ou en anatase; quelquefois, passe à la brookite ou à la perowskite. Des pseudomorphoses du grenat en sphène sont également connues.

Dans la zone d'altération le sphène se conduit comme un minéral stable du point de vue chimique, et s'accumule dans des alluvions. Toutefois, on a noté des modifications en xanthotitane qui apparaît sous forme de pellicules jaune pâle, ou en une matière poudreuse, finement dispersée, probablement du rutile ou de l'anatase, auxquels sont mêlés les hydroxydes d'autres éléments.

Le sphène se trouve dans les gisements d'apatites dans la presque île de Kola, au milieu de roches à néphéline, apatite et sphène.

Il est observé tantôt en grains informes de l'ordre de 1 cm de diamètre, tantôt en cristaux prismatiques allongés parallèlement

à l'axe c , avec développement privilégié du prisme $\{110\}$ (fig. 294). Des échantillons originaux avec des reflets rosés et jaunâtres se présentent sous forme d'agrégats aciculaires, fibroradiés ou filiformes. Ce sont des formations tardives qui s'insèrent entre les grains des minéraux de roches.

Dans les monts *Ilmen* (Oural) on rencontre du sphène de générations différentes, surtout dans des pegmatites syénitiques et néphélinosyénitiques, en association avec de l'apatite, quelquefois de l'ægyrine, de la magnétite, de l'ilménite (à partir de laquelle il s'est souvent formé), du mica noir, de la hornblende, de l'ægyrin-augite, etc. Il renferme souvent des inclusions de ces minéraux. Il se présente en cristaux bien formés (fig. 295), atteignant parfois

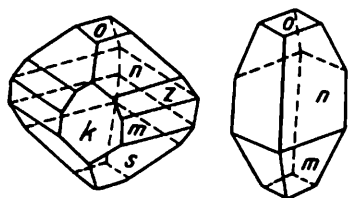


Fig. 295. Cristaux de sphène:
 o $\{001\}$, n $\{111\}$, m $\{110\}$,
 s $\{021\}$, k $\{100\}$.

des dimensions de 10-15 cm. Certaines de ses variétés renferment Sr et V.

Dans les monts *Naziamskié* et *Chichimskié* (région de Zlatoust, Oural du Sud) le sphène existe dans les formations du contact des gabbros et des amphibolites avec les calcaires. Il y apparaît dans des calcaires marmorisés, sous forme de cristaux jaune pâle, jaune brunâtre, parfois incolores et translucides. On y trouve des cristaux pesant jusqu'à 300 g (musée de l'Ecole des Mines à Léninegrad). Les

combinaisons sont tantôt simples, tantôt complexes. On a décrit des macles tabulaires fort originales suivant (100). Divers minéraux (principalement à calcium et à magnésium) sont généralement associés au sphène: diopside, grenat, épidote, vésuvianite, perowskite, chlorites, apatite, calcite, spinelle, forstérite, etc.

Parmi les gisements d'autres pays, citons les filons de « type alpin » connus en Suisse (St.-Gothard, Binnental, Zermatt, etc). On y rencontre des cristaux vert pâle, très bien formés, translucides, aux faces multiples. Dans le Piémont (Italie) existent des cristaux très aplatis rougeâtres ou jaunâtres et à San-Marcele une variété manganifère (greenovite), etc.

Importance pratique. Le sphène, s'il se présente en concentrations importantes, peut être utilisé comme matière première pour l'obtention de l'oxyde de titane ainsi que d'autres composés.

10. Autres orthosilicates

Sous cette rubrique nous avons réuni de façon plus ou moins arbitraire des silicates de composition différente mais dont la structure cristalline peut, pour telle ou telle raison, comporter des tétraèdres SiO_4 isolés.

AXINITE — $\text{Ca}_2(\text{Mn,Fe})\text{Al}_2\text{BSi}_4\text{O}_{15}[\text{OH}]$. De « Axix » en grec — « hache ». Les cristaux sont souvent cunéiformes, fortement aplatis et pourvus de dièdres aigus.

Composition chimique variable. La teneur en CaO est plus ou moins stable, tandis que celle en MnO (qui peut atteindre des proportions notables), en FeO (jusqu'à 8 %) et en MgO est soumise à de fortes fluctuations. On note également la présence de Fe_2O_3 (quelques %), éventuellement de K_2O et Na_2O .

Système triclinique; pinacoïde. Gr. sp. $P\bar{1}(C_1)$. $a_0 = 7,15$; $b_0 = 9,16$; $c_0 = 8,96$; $\alpha = 88^\circ 04'$; $\beta = 91^\circ 36'$; $\gamma = 77^\circ 42'$.

Aspect des cristaux. On rencontre généralement les formes $\{110\}$, $\{110\}$, $\{111\}$, etc. (fig. 296). Les cristaux ont généralement des faces nombreuses. Sur les faces indiquées plus haut, on observe d'ordinaire des stries. **Etat d'agrégation.** Abondante dans les cavités, sous la forme de druses. Se présente également en veinules ou en masses compactes et prenant alors l'apparence foliacée ou lamellaire.

La couleur de l'axinite est brun-rouge, rose, bleu-violet, blanche, grise, jaune (manganaxinite). Des inclusions de chlorite peuvent lui conférer une couleur gris verdâtre. **Eclat** vitreux.

Dureté 6,5-7. **Clivage** moyen suivant $\{010\}$, imparfait dans les autres directions. P. sp. 3,25-3,30.

Caractères distinctifs. Sa forme en coin pourrait la faire confondre avec le sphène dont elle diffère par sa dureté plus élevée. Les cristaux d'axinite se trouvent, en général, dans des cavités des roches.

Au chalumeau gonfle et fond facilement en une perle verte qui noircit par la suite dans la flamme oxydante (oxydation du manganèse). Avec de la soude, donne la réaction du manganèse. Fondue dans la boucle d'un fil de platine avec un mélange de 3 parties de KHSO_4 et 1 partie de CaF_2 , colore la flamme en vert (bore). Ne se décompose pas dans HCl , mais attaquable une fois calcinée avec gelée de silice.

Origine et gisements. Est quelquefois observée, en tant que minéral hydrothermal, dans des cavités au milieu de granite ou diorite, dans des zones de contact, mais c'est un élément accessoire rare dans les gisements métallifères des filons hydrothermaux. Souvent rencontrée dans des fentes de roches métamorphiques où elle se présente en veinules ou en cristaux d'excroissance, surtout dans des filons de type alpin, au sein de schistes riches en alumine. On l'observe en association avec du quartz, des feldspaths, de l'épidote, de la chlorite, de l'asbeste (à amphiboles), et dans des gîtes métallifères, avec de la magnétite, des sulfures (blende, chalcoppyrite, arsénopyrite, etc.).

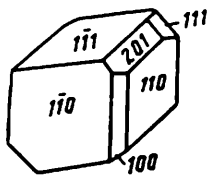


Fig. 296. Cristal de l'axinite.

Sur le territoire de l'U.R.S.S. l'axinite est connue en maints endroits quelquefois en concentrations importantes.

Parmi les gisements d'autres pays, nous ne mentionnerons que Oisans dans le Dauphiné (France) où l'on trouve de gros cristaux d'axinite sur les parois de fentes des diorites, et les filons traversant les schistes cristallins, en Suisse.

DATHOLITE — $\text{Ca}_2\text{B}_2[\text{SiO}_4]_2[\text{OH}]_2$. **Composition chimique.** $\text{CaO} = 35,0 \%$, $\text{B}_2\text{O}_3 = 21,8 \%$, $\text{SiO}_2 = 37,6 \%$, $\text{H}_2\text{O} = 5,6 \%$. **Système** monoclinique; prisme. Gr. sp. $P2_1/a$ (C_{2h}^2). $a_0 = 9,66$; $b_0 = 7,64$; $c_0 = 4,83$; $\beta = 90^\circ 09'$. **Aspect des cristaux.** De faciès varié et chargés de faces; $\{110\}$, $\{011\}$, $\{201\}$, etc., prédominant. La datholite est largement représentée en agrégats grenus.

Couleur blanche, avec quelquefois un reflet grisâtre, vert pâle, jaune, rouge, violette et vert olive. **Eclat** vitreux. $N_g = 1,670$. $N_m = 1,653$ et $N_p = 1,625$.

Dureté 5-5,5. **Clivage** absent. Cassure conchoïdale. **P. sp.** 2,9-3,0.

Caractères distinctifs. Se reconnaît à son éclat vitreux caractéristique, à sa cassure conchoïdale et à son comportement au chalumeau. Se détermine facilement au microscope d'après les constantes optiques.

Fond facilement au chalumeau, en gonflant en un verre transparent. Colore la flamme en vert. Se décompose dans HCl avec gelée de silice.

Origine et gisements. On la trouve dans les filons métallifères, souvent aussi dans les cavités de roches ignées amygdaloïdes, en association avec de la calcite, de la prehnite, des zéolites, et dans les zones de skarns, etc.

Elle est décrite, pour l'U.R.S.S., en Crimée, au Caucase, dans l'Oural du Nord, sur le littoral du Pacifique, etc.

Mentionnons, parmi les gisements d'autres pays, Andreasberg dans le Harz (Allemagne), où elle se trouve dans des filons avec de la calcite et des sulfures; les gisements de cuivre natif à zéolites, dans le Michigan (région de Keweenaw, U.S.A.); Arendal (Norvège) dans des gisements de magnétite, etc.

Importance pratique. En cas d'accumulations notables et continues présente un intérêt industriel indubitable, comme source de bore. Contrairement à de nombreux borosilicates, elle est facilement décomposée par des acides. Pour l'utilisation du bore voir ascharite.

RINKOLITE — $(\text{Ca}, \text{Na}, \text{Ce})_3(\text{Ti}, \text{Nb})[\text{SiO}_4]_2[\text{F}, \text{OH}]_2$? Ce nom lui a été donné par E. Bonstedt-Koupletskaïa, à cause des propriétés du minéral rappelant celle de la rinkite.

Composition chimique (en %): $\text{CaO} = 24,7-27,3$, $\text{Na}_2\text{O} = 6,3-9,2$, $\text{TiO}_2 = 8,4-10,7$, $\text{Nb}_2\text{O}_5 - \text{Ta}_2\text{O}_5 = 2,2-2,6$, $\text{Ce}_2\text{O}_3 = 5,4-8,8$, $\text{La}_2\text{O}_3 = 5,4-7,3$, $\text{Y}_2\text{O}_3 = 1,3-3,1$, $\text{SiO}_2 = 27,3-29,8$, $\text{F} = 5,1-6$, $\text{H}_2\text{O} = 0,5-2,4$, etc.

Système monoclinique. Aspect des cristaux. Prismatique. Les cristaux sont d'ordinaire inachevés, allongés suivant l'axe c et, de plus, aplatis (fig. 297); ils atteignent en longueur 7-8 cm. Elle existe également en masses compactes granulaires ou en agrégats groupés en gerbes. Une variété vitreuse ou cryptocristalline ayant l'apparence de la colle forte a été appelée *lovtshorrite*. La *lovtshorrite* forme des masses compactes qui colmatent les vides entre les minéraux.

Couleur jaune foncé, jaune brunâtre ou jaune verdâtre. Trait jaune pâle. Eclat vitreux sur les plans de clivage, gras ou cireux (*lovtshorrite*) en cassure suivant d'autres directions. $Ng = 1,651-1,681$, $Nm = 1,645-1,667$ et $Np = 1,643-1,663$.

Dureté 5. Fragile. Clivage parfait suivant $\{100\}$, moyen suivant $\{010\}$. Cassure inégale, micro-conchoïdale pour la *lovtshorrite*. P. sp. 3,40; 3,2-3,36 pour la *lovtshorrite*.

Caractères distinctifs. La couleur, les cristaux allongés, inachevés, les agrégats en gerbe sont typiques pour la *rinkolite*. Se distingue de la *rinkite* par les constantes optiques. La *lovtshorrite* est reconnaissable à son aspect extérieur.

Examinée au chalumeau, fond difficilement. Est décomposée par les acides. Chauffée à 750° , la *lovtshorrite* amorphe se cristallise en *rinkolite*. Température de fusion: $1200-1400^{\circ}$. Radioactive.

Origine. Minéral rare d'origine magmatique, la *rinkolite* se trouve, dans la plupart des cas, dans des pegmatites, au milieu de roches intrusives très riches en alcalis, comme les syénites néphéliniques et d'autres roches de composition voisine. En association avec la *rinkolite* on observe des feldspaths, de la néphéline, de l'ægyrine, de la hornblende, de l'eudialyte, de l'astrophyllite, etc.

L'altération la rend mate et pulvérulente. La *lovtshorrite* brunit et se transforme en une masse terreuse blanche; en sont éliminées des quantités notables de CaO , SrO , d'alcalis et de fluor, alors que la quantité de SiO_2 baisse un peu, tandis que celle de H_2O et CO_2 s'élève.

Importance pratique. La *rinkolite* et la *lovtshorrite* étant riches en terres rares peuvent être utilisées pour l'obtention de ces éléments. Pour l'utilisation des terres rares, voir monazite.

LAMPROPHYLLITE — $Na_2SrFe^{++}Ti_2[SiO_4]_3[F, O, OH]?$ Renferme, en outre, BaO (jusqu'à 2 %), K_2O (jusqu'à 2,3 %), MnO (jusqu'à 5,2 %), F (jusqu'à 1,8 %), etc.

Système orthorhombique. Aspect des cristaux. Cristaux tabulaires suivant (100), allongés parallèlement à l'axe c (fig. 298),

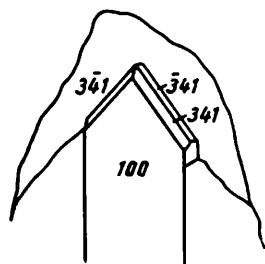


Fig. 297. Cristal de rinkelite.

parfois de grande taille (jusqu'à 20 cm de long). On rencontre également des rosettes de cristaux allongés qui ressemblent à l'astrophyllite et des agrégats en étoile.

Couleur brun doré; brun foncé sur les plans de clivage. Eclat vitreux. $N_g = 1,779$ et $N_p = 1,747$.

Dureté 2-3. Fragile. Clivage de haute perfection suivant $\{100\}$; se débite en lamelles cassantes. P. sp. 3,44-3,53.

Examinée au chalumeau fond facilement en une masse opaque gris foncé, non magnétique (différence avec l'astrophyllite). Se décompose dans les acides.

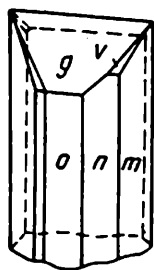


Fig. 298. Cristal de lamprophyllite;
c {100}, n {530},
m {110}, g {301},
v {851}.

Origine. Se rencontre comme minéral accessoire dans les syénites néphéliniques, mais se trouve surtout dans des formations pegmatitiques. On trouve en association avec la lamprophyllite les minéraux suivants: l'ægryrine, la néphéline, l'eudialyte, etc. La lamprophyllite est aussi un minéral typique des louyavrites¹ (roches alcalines), qui en renferment souvent une quantité notable, en paragenèse avec du feldspath, de la néphéline, de la sodalite, de l'ægryrine, de l'eudialyte, de la mourmanite, etc.

ASTROPHYLLITE — $(K,Na)_2(Fe^{++},Mn)_4 \times TiSi_4O_{14}[OH,F]_2$? Le rapport de Mg à Fe varie dans de larges proportions. L'astrophyllite renferme également ZrO_2 , BaO, MgO, Al_2O_3 et Nb_2O_5 .

Système triclinique. Ressemble à la lamprophyllite. Les cristaux sont rares et inachevés. Le faciès lamellaire (fig. 299) ou aciculaire suivant l'axe b (fig. 300) est typique. Donne souvent des masses lamellaires ou étoilées, quelquefois très spectaculaires.

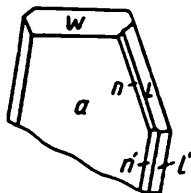


Fig. 299. Cristal d'astrophyllite.

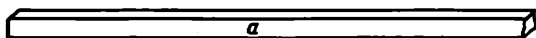


Fig. 300. Fragment du cristal aciculaire d'astrophyllite. a {100}.

Couleur brun bronzé, jaune doré, orangée. Eclat vitreux avec reflet nacré sur les plans de clivage. $N_g = 1,733$, $N_m = 1,703$ et $N_p = 1,678$.

Dureté 3-3,5. Fragile. Clivage parfait suivant $\{100\}$ et difficile suivant $\{001\}$. De fines lamelles fragiles se débitent facilement le long du clivage. P. sp. 3,28-3,30.

¹ Louyavrite: variété de syénite néphélinique. (N.d.T.)

Fond facilement au chalumeau en une perle magnétique noire (différence avec la lamprophyllite). Dans le tube fermé dégage peu d'eau. Attaquable par HCl et H₂SO₄.

Origine et gisements. L'astrophyllite se trouve dans des roches ignées basiques (syénites néphéliniques, etc.), en association avec de l'ægyrine, des micas noirs, des feldspaths, du zircon, du sphène, etc. Elle a été trouvée d'abord dans les îles du Langesund-fjord (Norvège) dans une syénite à zircon.

Elle est abondante dans les pegmatites de roches ignées basiques, éventuellement en grandes ségrégations lamellaires ou en masses foliacées enchevêtrées, et plus souvent en cristaux aciculaires. Il existe également des amas fibroradiés, appelés « étoiles ».

Sous-classe B.

SILICATES À GROUPES DE TÉTRAÈDRES SiO₄ ISOLÉS DANS LA MAILLE CRISTALLINE

α. SILICATES A GROUPES Si₂O₇ (SOROSILICATES)

Du point de vue chimique, ce sont ce qu'on appelle les pyrosilicates. Des études aux rayons X ont révélé dans leur maille cristalline des groupements [Si₂O₇]⁶⁻ isolés, constitués de deux tétraèdres SiO₄ ayant en commun un ion oxygène (voir fig. 271).

Un trait caractéristique de ces composés est la présence prépondérante dans leur structure de cations à grand rayon ionique : Y, Ce, La, Sc, Pb, Ba, K, Ca, Na ; dans les composés doubles ces cations sont associés à Al, Mg, Be, Zn. Il est vrai que parmi les sels basiques se trouvent aussi des silicates simples de Zn et Be (calamine, bertrandite).

Outre la calamine, nous étudierons ici le groupe de minéraux de l'épidote (zoïsité, épidote, orthite, ilvaïte, prehnite, etc.) dans la structure cristalline desquelles on décèle également des radicaux [Si₂O₇]⁶⁻, comme l'ont prouvé N. Bélov et ses collaborateurs.

CALAMINE — Zn₄[Si₂O₇][OH]₂·H₂O. Synonyme : hémimorphite, cette dénomination est plus usitée en dehors de l'U.R.S.S., car le nom de calamine y est également appliqué à la smithsonite. Agricola fait dériver le nom de calamine du latin « calamus » — roseau (allusion aux formes stalactiques). La seconde dénomination a été proposée à cause de l'hémimorphie de certains cristaux.

Composition chimique. ZnO = 67,5 %, SiO₂ = 25,0 %, H₂O = 7,5 %. Si l'on chauffe jusqu'à 500°, la moitié de H₂O est dégagée continuellement, sans que les cristaux perdent pour cela leur transparence ; la partie restante, représentée par des hydroxyles, ne s'élimine qu'à une température plus élevée, avec destruction de la structure cristalline.

Système orthorhombique; pyramide rhombique, sym. L^22P . Gr. sp. Imm (C_{2v}^{20}). $a_0 = 8,38$; $b_0 = 10,70$; $c_0 = 5,11$. **Aspect des cristaux.** D'ordinaire, les cristaux sont petits et ne se rencontrent que dans des cavités. Ils ont un faciès tabulaire (fig. 301). Ils sont nettement hémimorphes dans la direction de l'axe vertical, c'est-à-dire qu'ils ne présentent pas de plan de symétrie parallèle à (001): les extrémités supérieure et inférieure sont dissemblables et ont des faces différentes, la base étant toujours $\{12\bar{1}\}$, tandis que l'autre extrémité présente des faces variées. **Etat d'agrégation.** La calamine est le plus souvent observée en croûtes cristallines de texture fibro-radiée et en masses réniformes ou stalactiques, plus rarement en amas granulaires compacts ou terreux.

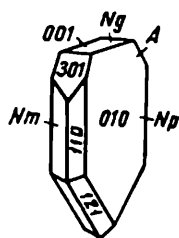


Fig. 301. Cristal de calamine.

Couleur. Les cristaux sont en règle générale incolores. Les masses compactes sont blanches ou grises, mais présentent souvent une coloration jaune, brune, verte ou bleu clair. **Eclat** vitreux, nacré sur les plans de clivage. $Ng = 1,636$, $Nm = 1,617$ et $Np = 1,614$.

Dureté 4-5. **Clivage** parfait suivant $\{110\}$ et imparfait suivant $\{101\}$. **P. sp.** 3,40-3,50. **Autres propriétés.** Avec l'élévation de la température, les extrémités supérieure et inférieure des cristaux se chargent d'électricité de signe différent.

Caractères distinctifs. Diffère de la smithsonite, avec laquelle on la rencontre souvent, par le fait que, attaquée par les acides, elle ne dégage pas de CO_2 .

Ne fond presque pas au chalumeau. Chauffée avec du carbonate de sodium sur du charbon, donne un enduit jaune (à chaud) qui blanchit en refroidissant (ZnO). Se dissout dans les acides avec gelée de silice (contrairement à la smithsonite). Dans le tube fermé se fendille, blanchit et dégage de l'eau.

Origine et gisements. La calamine se forme avec d'autres minéraux (la smithsonite, la cérusite, la limonite, etc.) dans les zones d'oxydation au cours de l'altération des gisements de sulfures de plomb et de zinc. Il semble qu'avec la décomposition de silicates renfermant Fe^{2+} (capable de s'oxyder en Fe^{3+}) la silice puisse être entraînée en solution. Il n'est pas non plus exclu de trouver de la calamine en qualité de minéral primaire dans des gisements hydrothermaux superficiels. On connaît des pseudomorphoses de calamine en smithsonite, calcite, dolomite, fluorite, pyromorphite, galène et d'autres minéraux. Des pseudomorphoses en calamine de willémitte, malachite, quartz, etc., ont également été observées.

Les gisements de calamine sont fort nombreux. Ceux de *Olkus* en Haute-Silésie (Pologne) qui en renferment de grandes quantités sont bien connus. En U.R.S.S., la calamine a été décrite dans des gisements de Transbaïkalie orientale. Elle a été également trouvée

dans des gisements du Kazakhstan Central. Dans les gisements de *Raibl* et de *Bleiberg* (Carinthie, Alpes orientales) en tant que minéral probablement d'origine endogène, elle est associée à la smithsonite, la blende, la galène, la calcite, la dolomite, etc.

Importance pratique. La calamine constitue, avec la smithsonite, un minéral de zinc important. Elle a été trouvée en quantités notables dans les zones d'oxydation de nombreux gisements.

ZOÏSITE — $\text{Ca}_2\text{Al}_3[\text{Si}_2\text{O}_7][\text{SiO}_4]\text{O}[\text{OH}]$. Synonyme : saussurite — variété cryptocristalline mêlée à de l'actinolite, de la chlorite et d'autres minéraux formés aux dépens de plagioclases basiques riches en calcium, au cours de l'altération hydrothermale.

Composition chimique. $\text{CaO} = 24,6 \%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 33,9 \%$, $\text{SiO}_2 = 39,5 \%$, $\text{H}_2\text{O} = 2,0 \%$. Quelquefois, une partie de Al_2O_3 est remplacée par Fe_2O_3 (jusqu'à 2-5 %).

Système orthorhombique; bipyramide rhombique, sym. $3L^23PC$. Gr. sp. $Pnma$ (D_{2h}^{16}). $a_0 = 16,20$; $b_0 = 5,50$; $c_0 = 10,14$. **Aspect des cristaux.** Prismatique (fig. 302). Les faces du prisme sont généralement couvertes de stries. Des cristaux aux extrémités bien formées sont très rares. D'ordinaire, ils sont incorporés dans de diverses roches modifiées. Etat d'agrégation. Le plus souvent en masses grenues ou bacillaires.

La couleur de la zoïsité est grise, verte, parfois rose, rouge, brune. L'éclat est vitreux. $Ng = 1,702$, $Nm = 1,696$ et $Np = 1,696$.

Dureté 6. Clivage suivant $\{010\}$ parfait, et imparfait suivant $\{100\}$. Cassure inégale. P. sp. 3,25-3,36.

Caractères distinctifs. Seule la détermination des constantes optiques en lame mince permet une identification certaine. La zoïsité se distingue de l'épidote par sa biréfringence bien plus faible et par l'absence de coloration.

Examinée au chalumeau, gonfle et fond en une masse bulleuse blanche. Inattaquable par les acides. Donne avec HCl , après chauffage préalable et fusion, une gelée de silice.

Origine et gisements. La zoïsité se rencontre généralement comme produit de la transformation hydrothermale de plagioclases basiques, associée à des amphiboles, dans des roches métamorphiques, des schistes cristallins, des amphibolites, etc. On la trouve également dans des gisements hydrothermaux, en paragenèse avec des sulfures (pyrrhotine, chalcoppyrite, etc.), en cristaux transparents ou semi-transparentes, souvent verdâtres.

Elle a été trouvée d'abord à Sau Alp (Carinthie). En U.R.S.S., elle existe dans la montagne Yourma (Oural), dans l'Altaï et en d'autres endroits.

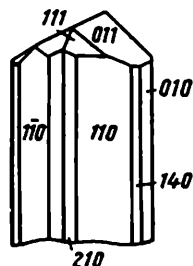


Fig. 302. Cristal de zoïsité.

ÉPIDOTE — $\text{Ca}_2(\text{Al}, \text{Fe})_3[\text{Si}_2\text{O}_7][\text{SiO}_4]\text{O}[\text{OH}]$. Du mot grec *épidotis* qui signifie « accroissement ». Le nom vient de la forme de la section transversale des cristaux prismatiques : à l'opposé de l'amphibole, souvent confondue avec elle, l'épidote se présente en parallélogramme (un côté est plus long que l'autre), et non en rhombe. L'épidote est largement répandue dans la nature, et plus particulièrement dans des roches métamorphiques riches en calcium, modifiées par des solutions hydrothermales.

Composition chimique. A la différence de la zoïsite, l'épidote est riche en fer. La teneur en Fe_2O_3 atteint 17 %. Une variété dont le rapport $\text{Al} : \text{Fe} = 3 : 1$ a la composition suivante (en %) : $\text{CaO} = 23,5$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 24,1$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 12,6$, $\text{SiO}_2 = 37,9$, $\text{H}_2\text{O} = 1,9$.

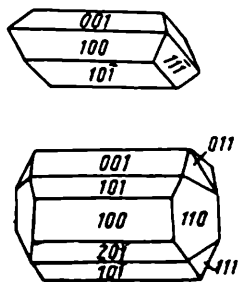


Fig. 303. Cristaux d'épidote.

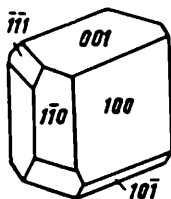
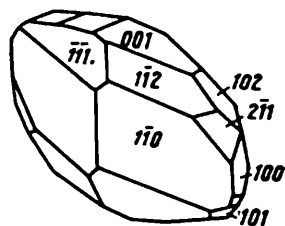


Fig. 304. Cristaux d'orthite.



Système monoclinique ; prisme rhombique, sym. L^2PC . Gr. sp. $P2_1/m(C_{2h})$. $a_0 = 8,89$; $b_0 = 5,62$; $c_0 = 10,23$; $\beta = 115^\circ 24'$.

Aspect des cristaux prismatique, avec allongement parallèlement à l'axe b (fig. 303), éventuellement bacillaire (voir fig. 13 où l'axe b est placé verticalement) ; de rares cristaux sont isométriques. Les cristaux bien formés sont souvent chargés de faces (plus de 290). Les faces de la zone parallèle à l'axe b sont souvent couvertes de stries (voir fig. 13). Les macles sont fréquentes ; le plan d'accolement est souvent (100), plus rarement (001). **Etat d'agrégation.** Outre des druses de cristaux, l'épidote se trouve souvent dans des cavités en masses compactes grenues, fibroradiées ou bacillaires.

La couleur de l'épidote est généralement verte avec des nuances différentes : jaune, noire ou grise. Plus elle renferme de Fe_2O_3 , plus sa teinte est foncée. Eclat vitreux, bien marqué. $Ng = 1,74$, $Nm = 1,73$ et $Ng = 1,72$.

Dureté 6,5. Clivage parfait suivant $\{001\}$ et imparfait suivant $\{100\}$. P. sp. 3,35-3,45.

Caractères distinctifs. Les variétés ordinaires se reconnaissent facilement à l'œil nu à leur couleur vert pistache et au faciès des cristaux.

Examinée au chalumeau gonfle et fond ; les variétés riches en fer donnent une scorie magnétique. Ne se décompose dans HCl qu'après une fusion préalable ou une calcination prolongée et fournit une gelée de silice.

Origine et gisements. Les conditions de gisement et la paragenèse des minéraux qui accompagnent l'épidote laissent supposer une origine hydrothermale. On la rencontre assez souvent (quelquefois en masses considérables) dans des gisements pyrométasomatiques associée à du quartz, des chlorites, de la calcite, des sulfures et d'autres minéraux. Il n'est pas rare de constater qu'elle s'est substituée à des grenats, des pyroxènes, des amphiboles et à d'autres silicates calciques ferrifères plus précoces. En cas d'adjonction de fer, l'épidote se développe par métasomatose, à partir des plagioclases basiques.

Comme constituant de roches, ce minéral est largement répandu dans les formations ignées basiques altérées par des solutions hydrothermales. Il est surtout typique pour les schistes verts qui renferment également de la chlorite et de l'albite.

En U.R.S.S., on trouve des cristaux bien formés (fig. 303) dans les monts *Naziamskié* (Oural du Sud), dans les monts Koumatchinskié (Oural du Sud), etc. On a également décrit dans l'Oural, sous le nom de *pouchkinite*, des cristaux d'épidote verts, jaunes et même rouges renfermant environ 2 % de Na_2O et 1,5 % de Li_2O . En outre, mélangée à d'autres minéraux l'épidote est largement répandue dans les roches métamorphiques de nombreuses régions montagneuses.

ORTHITE — $(\text{Ca,Ce})_2(\text{Al,Fe})_3[\text{Si}_2\text{O}_7][\text{SiO}_4]\text{O}[\text{O,OH}]$. Du grec *orthos* — « droit », ce nom vient des formes bacillaires de ses cristaux. Synonyme : allanite, usité dans la littérature américaine.

La composition chimique montre des variations notables dans la teneur en différents oxydes. Ce_2O_3 jusqu'à 6 %, $(\text{La}...)_2\text{O}_3$ jusqu'à 7 %. A part les éléments contenus dans la formule chimique, on constate également la présence de Na_2O , FeO , éventuellement MgO , MnO , Y_2O_3 jusqu'à 8 % (*ytthro-orthite*), Sc_2O_3 , ThO_2 , quelquefois BeO jusqu'à 3,8 %.

Système monoclinique ; prisme rhombique, sym. L^2PC . Aspect des cristaux : en tablettes épaisses (fig. 304), parfois en bâtonnets. Souvent rencontrée en grains isolés, plus rarement en masse compacte.

La couleur de l'orthite est brune, d'un noir de poix, plus rarement jaune. Translucide ou opaque. Éclat vitreux (résineux), gras. $N_g = 1,66-1,80$, $N_m = 1,65-1,78$ et $N_p = 1,64-1,77$.

Dureté 6. Fragile. Clivage pratiquement absent. La cassure est quasi conchoïdale. P. sp. 4,1 (descend pour les variétés altérées jusqu'à 2,7). Minéral radioactif.

Caractères distinctifs. Peut être identifiée à sa couleur noire ou brune, l'éclat résineux et la cassure soit inégale, soit conchoïdale.

Se différencie des minéraux radioactifs semblables par son poids spécifique relativement faible.

Examinée au chalumeau, l'orthite gonfle et fond facilement en un verre bulleux marron ou noir. Les variétés fortement altérées dégagent beaucoup d'eau. L'orthite se dissout dans HCl en donnant une gelée de silice, mais est inattaquable par les acides, après calcination préalable.

Origine et gisements. On trouve l'orthite en moucheture généralement dans les roches intrusives acides telles que les granites, les syénites et les pegmatites, quelquefois dans des gneiss, plus rarement dans des schistes cristallins. Elle a également été découverte dans des roches effusives et des gîtes pyrométasomatiques (dans des calcaires cristallins).

Comme la plupart des minéraux radioactifs, l'orthite est fréquemment altérée et devient isotrope ou presque, en s'enrichissant d'eau.

L'orthite a été décrite, sous le nom d'ouralorthite, dans des filons pegmatiques, en grains informes et en cristaux englobés dans des feldspaths rougeâtres, en association avec du zircon, éventuellement du corindon, du mica noir, etc. L'académicien soviétique N. Kokcharov l'a décrite sous le nom de *bagrationite* (cristaux chargés de faces, fig. 304, à droite).

En dehors de l'U.R.S.S. les gisements les plus connus sont ceux de Scandinavie, où l'on trouve l'orthite dans le gisement de magnétite d'Arendal, à Kragerö (Norvège), à Falun (Suède) et dans d'autres lieux.

ILVAÏTE — $\text{CaFe}_2^{++}\text{Fe}^{+++}[\text{Si}_2\text{O}_7]\text{O}[\text{OH}]$. Du nom italien de l'île d'Elbe (Italie). Synonyme: liévrite.

Composition chimique variable. Ce sont les teneurs en FeO et MnO qui varient le plus. Pour la variété purement ferreuse nous aurons (en %), d'après la formule: CaO = 13,7, FeO = 35,2, Fe_2O_3 = 19,6, SiO_2 = 29,3, H_2O = 2,2. La teneur en MnO atteint 9 %.

Système orthorhombique; bipyramide rhombique, sym. $3L^23PC$. Gr. sp. $Pcmm$ (D_{2h}^{16}). a_0 = 8,82; b_0 = 5,86; c_0 = 13,07. Aspect des cristaux le plus souvent de faciès prismatique. Les faces des prismes sont couvertes de stries verticales. On ne trouve des cristaux que dans les cavités. L'ilvaïte est généralement observée en grains informes ou en masses compactes grenues, éventuellement de texture fibroradiée ou en veinules rayonnantes.

La couleur de l'ilvaïte est noire, avec reflets brunâtres ou verdâtres. Eclat submétallique gras. Peu transparente, en lame mince. Ng = 1,91 et Nm = 1,89.

Dureté 5,5-6. Fragile. Clivage parfait suivant {001} et {010}. Cassure inégale, en partie conchoïdale. P. sp. 3,8-4,1.

Caractères distinctifs : couleur noire, cassure inégale ou conchoïdale, dureté relativement élevée, ainsi que comportement au chalumeau.

Examinée au chalumeau fond sans bouillonnement en un globe noir, fortement magnétique. Avec du sel de phosphore présente la réaction du fer. Dans nombre de cas fournit également la réaction du manganèse. Se dissout facilement dans HCl avec gelée de silice.

Origine et gisements. Se rencontre d'ordinaire dans les gisements de fer pyrométasomatiques, le plus souvent dans la zone de skarns, en association avec des grenats (andradite), de l'hédenbergite, de la magnétite, des sulfures de fer ou de cuivre, etc. Il n'est pas rare d'en rencontrer dans des roches ignées riches en alcalis (syénites néphéliniques).

Sous l'effet de l'altération se décompose, avec formation de limonite (quelquefois hydroxydes de manganèse).

L'ilvaïte a été trouvée d'abord sur l'île d'*Elbe*, dans la Marina, sous forme de gros cristaux ou de ségrégations continues le long du contact des pyroxènes (probablement l'hédenbergite) avec du marbre.

En U.R.S.S., l'ilvaïte existe dans les mines de cuivre *Tourinskié* (Oural du Nord), de préférence le long du contact des skarns à hédenbergite avec des calcaires marmorisés; on l'observe également dans certains gisements plombo-zincifères, en association avec des silicates de Fe et Ca, par exemple à *Tétioukhé* (Extrême-Orient soviétique), dans des formations de pyrrhotines, liées aux roches basiques, et en d'autres endroits.

PREHNITE — $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}[\text{OH}]_2$. Le nom vient du capitaine Prehn qui la rapporta du Cap de Bonne-Espérance.

Composition chimique. $\text{CaO} = 27,1 \%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 24,8 \%$, $\text{SiO}_2 = 43,7 \%$, $\text{H}_2\text{O} = 4,4 \%$. Contient également Fe_2O_3 en faibles quantités.

Système orthorhombique; pyramide rhombique, sym. L^22P . Gr. sp. $P2cm(C_{2v}^1)$. $a_0 = 4,65$; $b_0 = 5,52$; $c_0 = 18,53$. **Aspect des cristaux.** Les cristaux aux formes nettes sont extrêmement rares. D'ordinaire, ils ont l'apparence de bâtonnets courts ou de tablettes. En général, se rencontre en masses réniformes compactes à structure fibroradiée dans des cavités des roches ignées basiques ayant été altérées.

Couleur blanche, grise, gris verdâtre, jaune-vert. Semi-transparente. Eclat vitreux. $Ng = 1,642$, $Nm = 1,618$ et $Np = 1,612$.

Dureté 6,5. **Clivage** moyen suivant {001}. Cassure inégale. **P. sp.** 2,8-3,0.

Caractères distinctifs. Les masses compactes présentent généralement une teinte pâle à reflets verdâtres. Diffère des zéolites, avec lesquelles on pourrait la confondre à première vue, par sa

dureté plus élevée et ses propriétés optiques. Se distingue de la calcédoine par son comportement au chalumeau.

Examinée au chalumeau gonfle et fond aisément en un verre bulleux. Dans un tube fermé, à haute température, dégage de l'eau (différence d'avec les zéolites). Se décompose lentement dans HCl, sans donner de gelée de silice.

Origine et gisements. La présence de prehnite est assez souvent constatée dans des roches basiques qui ont subi des actions hydrothermales (gabbros, diabases) où, la plupart du temps, elle s'est constituée aux dépens des plagioclases basiques. Elle est également observée dans les formations amygdaloides et les fentes de ces mêmes roches, en masses concrétionnées ou fibroradiées, parfois associée à des zéolites, de la calcite, de l'épidote. Il n'est pas rare de la trouver en paragenèse avec du cuivre natif, comme par exemple dans les gisements bien connus de la région du lac Supérieur (U.S.A.).

En U.R.S.S., elle a été décrite en de nombreux endroits de l'Oural, du Caucase, de la Transcaucasie, en Crimée, etc.

b. SILICATES A RADICAUX ANIONIQUES EN ANNEAU (CYCLOSILICATES)

Comme nous l'avons déjà indiqué dans l'introduction aux silicates, ce type de structure cristalline se distingue par des traits particuliers: les mailles cristallines contiennent des groupes isolés de tétraèdres SiO_4 associés en anneaux, c'est-à-dire caractérisés par des radicaux complexes $[\text{Si}_3\text{O}_9]^{6-}$, $[\text{Si}_6\text{O}_{18}]^{12-}$, etc.

En dehors des minéraux dont la forme en anneau des anions a été mise en évidence nous décrirons l'eudialyte. Après le silicate de cuivre (diopside) nous décrirons la variété colloforme du silicate de cuivre, le chrysocolle.

BÉRYL — $\text{Be}_3\text{Al}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$. Le plus répandu, dans la croûte terrestre, des minéraux renfermant du béryllium.

Composition chimique. $\text{BeO} = 14,1 \%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 19,0 \%$, $\text{SiO}_2 = 66,9 \%$. On constate la présence d'alcalis (jusqu'à 7 %) sous forme d'impuretés: Na_2O , K_2O , Li_2O , parfois Rb_2O , Cs_2O (dans la *vorobiévite*, jusqu'à 3 %)¹. On note également quoique rarement la présence d'hélium et de H_2O (jusqu'à 3 %).

Système hexagonal; bipyramide bihexagonale, sym. L^66L^27PC . Gr. sp. $P6/mcc$ (D_{6h}^{22}). $a_0 = 9,21$; $c_0 = 9,17$. **Structure cristalline.** Présente un intérêt particulier. Elle est représentée sur la figure 305, en projection sur le plan (0001). On y voit aux sommets d'un losange deux radicaux en anneau (l'un au-dessous de l'autre) ayant subi une légère rotation l'un par rapport à l'autre. Les ions Al et Be se trouvent en plan entre les anneaux, mais non pas aux niveaux des

¹ La vorobiévite qui contient un volumineux cation de césium pourrait répondre à la formule $\text{Cs}(\text{Be}_2\text{Li})\text{Al}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$.

radicaux, et se logent, comme le montre la projection verticale (fig. 306), dans l'intervalle des couches annulaires. Le motif cristallin se trouve ainsi entièrement lié par des liaisons tant latérales que verticales. Les ions Al sont dans l'entourage de six, et les ions Be de quatre ions oxygène. Les ions Be^{2+} lient solidement les anneaux en un motif commun très rigide. Il est caractéristique que dans chaque chaînon les anneaux se disposant l'un au-dessous de l'autre présentent en leur sein d'assez grandes lacunes. Des ions de grande taille, tels ceux de Na^+ , K^+ et Cs^+ , ainsi que H_2O que renferment quelquefois les béryls, se logent précisément dans ces vides.

Aspect des cristaux. Le béryl a un faciès bacillaire ou prismatique et, d'ordinaire, présente des cristaux bien formés (fig. 307). En principe, le prisme $\{10\bar{1}0\}$ et le pinacoïde $\{0001\}$ sont développés. Les faces des bipyramides $(11\bar{2}1)$, $(10\bar{1}1)$ et du prisme $(11\bar{2}0)$ sont moins fréquentes. Les faces des prismes sont souvent couvertes de stries verticales. Des macles n'ont pas été constatées; il serait plus exact de dire que les rares groupements de cristaux observés n'ont pas encore été classés.

Etat d'agrégation. Le béryl se rencontre généralement sous forme de cristaux isolés, quelquefois groupés en druses. On le trouve éventuellement en masses bacillaires compactes.

Couleur. Le plus souvent blanc verdâtre, jaune, vert jaunâtre, bleu clair, vert vif, quelquefois rose. Les causes de la coloration n'ont pas été suffisamment étudiées. On rencontre également des variétés incolores, transparentes. On distingue, à leur couleur, les variétés suivantes: 1) l'*émeraude*, généralement d'une belle teinte vert vif (d'où l'expression courante vert émeraude); les belles pièces translucides, sans fissures, sont des gemmes très recherchées; la coloration est due à une quantité infime de chrome; 2) l'*aigue-marine*, variété transparente bleue; le nom vient de deux mots latins: « aqua » (eau) et « mare » (mer); 3) la *vorobiévite* variété de couleur rose (renferme du césium), dédiée au minéralogiste russe V. Vorobiev; 4) l'*héliodor*, variété jaune transparente (renferme une faible quantité d'oxyde de fer). Eclat vitreux. $N_m = 1,568-1,602$ et $N_p = 1,564-1,595$.

Dureté 7,5-8. Fragile. Clivage imparfait suivant le prisme $\{10\bar{1}0\}$ et le pinacoïde $\{0001\}$. Cassure inégale, souvent conchoïdale. P. sp. 2,63-2,91.

Caractères distinctifs. On reconnaît le béryl assez facilement à l'aspect de ses cristaux et à la dureté élevée qui le différencie de tous les autres minéraux du système hexagonal de faciès bacillaire qui lui ressemble. Comparé au chrysobéryl et à la phénacite, il a un poids spécifique moindre et des propriétés optiques différentes.

Au chalumeau ne fond pas, à l'exclusion toutefois des fragments, dont les bords s'arrondissent. Les variétés transparentes deviennent troubles, soumises à une haute température. Fait, avec

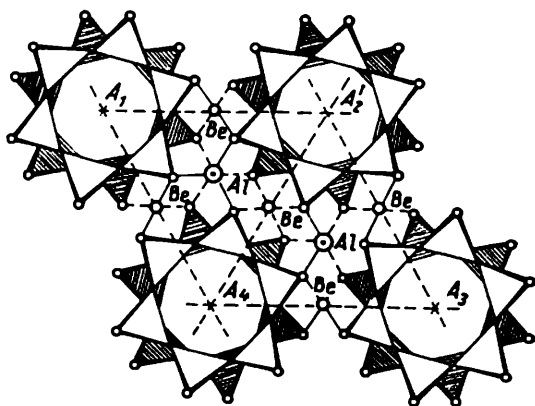


Fig. 305. Projection de la structure cristalline du béryl sur le plan (0001).

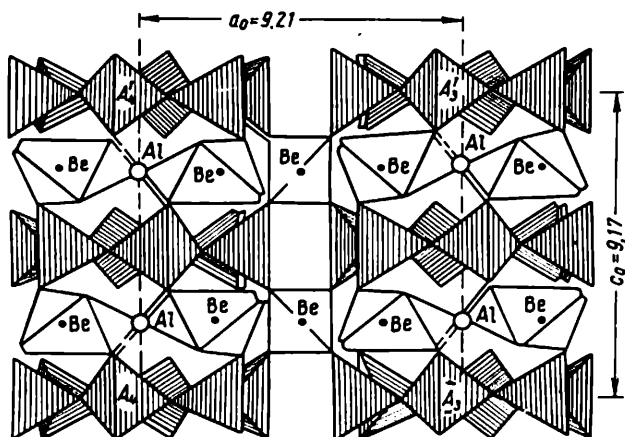


Fig. 306. Projection verticale de la structure cristalline du béryl.

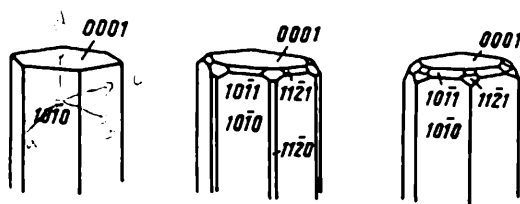


Fig. 307. Cristaux de béryl.

du borax, un verre transparent et incolore; l'émeraude est seule à donner une perle faiblement teintée de vert. Ne se dissout pas dans les acides.

Origine et gisements. On rencontre le plus souvent le béryl dans des filons *pegmatitiques* traversant des roches intrusives acides ou dans des roches encaissantes, au sein des formations de métasomatose se trouvant en liaison génétique avec des pegmatites. Il est également observé dans des granites modifiés à la suite de processus pneumatolytiques, ou *greisen*, plus rarement dans des cavités du granite même, en paragenèse avec des minéraux renfermant des composants volatils.

On observe souvent, en association avec le béryl, outre les feldspaths, les micas et le quartz, des minéraux tels que la topaze, la tourmaline, la fluorite, parfois la phénacite, le chrysobéryl, la wolframite, la cassitérite, des sulfures (arsénopyrite, molybdénite), etc.

Minéral chimiquement stable, il passe, après altération et lessivage des roches, dans des gîtes alluviaux, où on le retrouve en cristaux ou en galets roulés. Il faut mentionner qu'on observe quelquefois des figures de corrosion sur les faces des cristaux. On connaît également quelques cas de substitution de béryl par de la kaolinite (au cours d'altération hydrothermale, très vraisemblablement).

En U.R.S.S., les mines d'émeraude *Izoumroudnyïé Kopi* (Oural) et *Tigueretskié Belki* (Altaï), etc., connaissent une notoriété méritée. Mentionnons parmi les gisements d'aigues-marines: *Cherlovaïa Gora*, *Adoun-Tchilong*, *Borchtchovotchny Kriaï*, etc.

Des gisements de béryl existent également aux U.S.A., en Colombie, au Brésil, aux Indes et en Afrique du Sud (Transvaal).

Pour les U.S.A., notons le gisement de béryl d'*Albany* (Maine), d'où furent extraits des cristaux géants (jusqu'à 5 m de long, avec un diamètre de 1,5 m), dont le poids atteignait 16 t, sans oublier celui de *Brancheville* (Connecticut) et d'autres. En Colombie (Amérique du Sud) on connaît aux environs de *Musso* un important gisement d'émeraudes dans des calcaires et des schistes charbonneux et bitumineux, où elles sont liées à des filons pegmatitiques. On y observe, en association avec les béryls, du quartz, de la calcite, de la pyrite, de la parisite et toute une série d'autres minéraux.

Importance pratique. Les variétés translucides et de belle eau des émeraudes et aigues-marines sont recherchées en joaillerie.

Récemment, un certain intérêt pour le minerai de béryl se manifeste dans l'industrie. On en extrait du béryllium, un des métaux les plus légers (son poids spécifique étant 1,5 fois moindre que celui de l'aluminium). Il forme avec l'aluminium et le magnésium des alliages aussi légers que solides, d'une importance capitale pour l'industrie aéronautique. En outre, il forme avec d'autres métaux des alliages tout aussi importants pour l'industrie. Les sels de béryllium sont utilisés dans différentes branches de l'industrie et en médecine.

CORDIÉRITE — $\text{Al}_3(\text{Mg}, \text{Fe})_2[\text{Si}_5\text{AlO}_{18}]$. Synonymes : iolite (violette en grec), dichroïte (du grec — bicolore). Trouvée pour la première fois en 1856, dans l'Oural, par l'académicien N. Kokcharov.

Composition chimique. Renferme environ 50 % de SiO_2 . Les quantités de MgO et de FeO varient dans de larges limites. On rencontre des variétés exclusivement constituées de FeO , la *cordiérîte ferreuse*. On constate également la présence de CaO , Na_2O et H_2O . On ne trouve pas de Fe_2O_3 dans les variétés non altérées.

Système orthorhombique; bipyramide rhombique, sym. $3L^23PC$. Gr. sp. $Cccm$ (D_{2h}^{14}). $a_0 = 17,03$; $b_0 = 9,67$; $c_0 = 9,35$. **Structure**

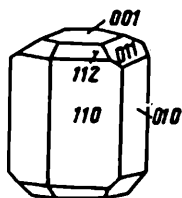


Fig. 308. Cristal de cordiérîte.

cristalline comparable à celle du béryl, avec cette différence que la place des ions du béryllium est prise par les ions d'aluminium. Dans le radical anionique, un ion Si^{4+} est remplacé par Al^{3+} pour compenser la charge supplémentaire des cations (voir formule). La maille élémentaire possède une forme pseudo-hexagonale. **Aspect des cristaux.** Les cristaux sont rares; ils sont le plus souvent en prismes de formes peu nettes (fig. 308), à faciès pseudo-hexagonal, à cause du groupement en macle (analogie avec l'aragonite).

La cordiérîte est beaucoup plus fréquente en masses compactes ou de grains informes disséminés dans les roches.

Couleur. Incolore ou, plus souvent, colorée en différentes teintes allant du bleu au violet, plus rarement en blanc jaunâtre ou en brun (les variétés oxydées, notamment). Eclat vitreux. $N_g = 1,541$, $N_m = 1,539$ et $N_p = 1,534$.

Dureté 7-7,5. Fragile. **Clivage** moyen suivant $\{010\}$, difficile suivant $\{100\}$ et $\{001\}$. Cassure conchoïdale. **P. sp.** 2,60-2,66.

Caractères distinctifs. La cordiérîte qu'on peut, à première vue, confondre avec le quartz, s'en distingue par sa cassure conchoïdale, son éclat vitreux, sa couleur aux reflets bleutés. Elle diffère du saphir par sa dureté moindre. Du quartz elle ne se distingue que par ses propriétés optiques (minéral biaxe, existence d'auréoles pléochroïques jaune citron autour des inclusions).

Ne fond pas au chalumeau, ou fond difficilement. Inattaquable par les acides. Donne avec du nitrate de cobalt la réaction de Al.

Origine et gisements. La cordiérîte se rencontre le plus souvent dans des gneiss, des schistes cristallins et des roches ignées altérées, en association avec des minéraux magnésiens ou alumineux (hyperssthène, amphiboles orthorhombiques, biotite, sillimanite, plagioclases basiques, talc, etc.). On la trouve en outre dans des laves, où elle renferme des inclusions de verre volcanique. Cette dernière circonstance indique qu'elle s'est constituée à de hautes températures. On la trouve sous forme de galets dans les alluvions.

Très souvent on trouve la cordiérîte partiellement décomposée; elle acquiert alors une structure feuilletée parallèle à la base et

un chatoiement nacré. Par altération hydrothermale la cordiérite se transforme facilement en talc, en masses lamellaires de mica ou des chlorites, etc.

Pour l'U.R.S.S., la cordiérite a été décrite à *Maslianka* (Transbaïkalie) ainsi qu'en d'autres endroits.

ACHIRITE — $\text{Cu}_6[\text{Si}_6\text{O}_{18}] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ ou $\text{CuSiO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$. Synonyme : diophtase¹ (du grec « dio » — au travers, « optamai » — voir ; ainsi nommée, parce que le clivage est souvent visible à travers le cristal). Minéral relativement rare, présent dans certains gisements de cuivre.

Composition chimique. $\text{CuO} = 50,5 \%$, $\text{SiO}_2 = 38,1 \%$, $\text{H}_2\text{O} = 11,4 \%$. Ne renferme pas d'impuretés en général. On constate de très faibles quantités (jusqu'à 0,2 %) de Fe_2O_3 .

Système rhomboédrique ; rhomboèdre, sym. L_2C . Gr. sp. $R3$ (C_{3i}). $a_0 = 14,61$; $c_0 = 7,80$.

Structure cristalline. Elle a été étudiée en détails par N. Bélov, qui y découvrit l'anion complexe constitué de six anneaux $[\text{Si}_6\text{O}_{18}]^{12-}$.

Les molécules de l'eau sont logées dans les canaux des anneaux.

Aspect des cristaux. Les cristaux ont généralement la forme de courts bâtonnets pointus (fig. 309). On rencontre plus rarement des cristaux de faciès rhomboédrique. Des druses de cristaux dans des fentes et des cavités de forme irrégulière ne sont pas rares.

Couleur vert émeraude. **Trait** vert. **Eclat** vitreux. Transparente ou translucide. $Ng = 1,697$ et $Nm = 1,644$.

Dureté 5. Fragile. Clivage parfait suivant le rhomboèdre $\{10\bar{1}1\}$. P. sp. 3,28-3,35.

Caractères distinctifs : faciès des cristaux, couleur vert émeraude et dureté relativement élevée.

Ne fond pas au chalumeau. Noircit après une forte chauffe dans la flamme oxydante et rougit dans la flamme réductrice, tandis que la flamme devient verte. Donne avec de la soude un globule de cuivre. Décomposée par HCl et HNO_3 , avec dépôt de silice gélatineuse.

Origine et gisements. Si on en juge d'après la paragenèse des minéraux, le diophtase semble dû à l'altération des gisements de cuivre. On rencontre, en association avec lui, des minéraux tels que la malachite, la calcite, quelquefois la wulfénite, la calamine, etc.

Minéral dur et chimiquement résistant, le diophtase est fréquent dans les placers aurifères.

En Union Soviétique, le gisement de *Altyn-Tubé* (Kazakhstan Central) jouit d'une grande renommée. On y trouvait dans des fentes des calcaires d'assez gros cristaux de diophtase. Le marchand kazakh

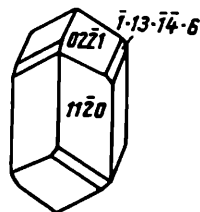


Fig. 309. Cristal de diophtase.

¹ Le nom de « diophtase » est plus usité. (N.d.T.)

Achir en avait ramené, en 1780, des cristaux qui, longtemps pris pour des émeraudes, reçurent par la suite son nom, puis furent appelés diophtase. Nous conservons habituellement le premier nom.

Mentionnons, parmi les gisements d'autres pays, ceux du bassin du *Niari* (Congo), de la région du *Katanga* (Congo), de *Copiapo* dans l'Atacama (Chili), etc.

CHRYSOCOLLE — $\text{CuSiO}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$; n étant de l'ordre de 2. Du grec « chrysos » — or et « colla » — colle.

Composition chimique variable. Renferme souvent des impuretés : jusqu'à 17 % de Al_2O_3 (pilarite), jusqu'à 7 % de Fe_2O_3 , 7 à 9 % de P_2O_5 (démidovite).

Système inconnu. Se présente généralement sous forme d'un colloïde typique. Existe en masses opaloïdes, en croûtes à surface concrétionnée ou bulleuse, ainsi qu'en masses terreuses.

Couleur bleu clair, vert bleuté ou bleue, brune (due aux hydroxydes de fer) et même noire. **Trait** d'un blanc verdâtre (pour les variétés les plus pures). **Eclat** (pour les variétés opaloïdes) vitreux cireux. **mat.**

Dureté environ 2, parfois 4. Fragile. Cassure inégale, conchoïdale. **P. sp.** 2,0-2,3. En chauffant jusqu'à 110° on élimine une partie de l'eau, le reste ne se dégage qu'à des températures plus élevées.

Caractères distinctifs. Le chrysocolle se reconnaît à ses masses colloïdales, à des colorations vert bleuté et sa dureté relativement basse.

Ne fond pas au chalumeau, colore la flamme en vert. Dans un ballon, perd facilement l'eau, noircit. Dans des acides, se dissout et donne de la silice pulvérulente.

Origine et gisements. Le chrysocolle se présente comme un minéral typique des zones d'oxydation de gisements de cuivre; il est surtout répandu dans des régions au climat chaud et sec.

On trouve, en association avec lui, divers composés oxygénés du cuivre. Il existe des pseudomorphoses de chrysocolle en malachite, azurite, atacamite, libéthénite, cérusite, calcite, etc. On a également noté des passages graduels à des silicates de cuivre moins hydratés (planchéite).

Il s'en forme souvent sur les parois de vieilles mines abandonnées à partir des solutions à réaction neutre.

Les gisements renfermant du chrysocolle sont nombreux. Dans l'Oural, il avait été décrit pour les mines *Touryinskié*, dans *Miednoroudiansk* (démidovite). On le trouve dans le gisement de cuivre de *Djezkazghan* (Kazakhstan Central), et également à *Koktas-Djartas*, dans la mine *Ouspenski*, etc.

Parmi les gisements d'autres pays, les formations les plus intéressantes se trouvent au Chili, dans les Etats de l'Ouest des U.S.A., en Afrique (Congo), etc.

EUDIALYTE — $(\text{Na,Ca})_8\text{ZrSi}_6\text{O}_{18}[\text{OH,Cl}]?$ Du grec « eu » — facile, « dialytos » — à décomposer (nom suggéré par le comportement au chalumeau). *Eucolite*: variété enrichie en FeO. *Mésodialyte*: variété intermédiaire par sa teneur en FeO.

Composition chimique (en %): $\text{Na}_2\text{O} = 11,6-17,3$, $\text{CaO} = 8,9-11,3$, $\text{ZrO}_2 = 12,0-14,5$, $(\text{Ce, La, Y})_2\text{O}_3 = 0,3-2,9$, $\text{FeO} = 3,1-7,1$, $\text{MnO} = 0,3-3,1$, $\text{SiO}_2 = 47,2-51,2$, $\text{H}_2\text{O} = 0,03-2,9$, $\text{Cl} = 0,7-1,6$.

Système rhomboédrique; scalénoèdre birhomboédrique, sym. L^33L^23PC . Gr. sp. $R\bar{3}m$ (D_{3d}^5). $a_0 = 13,01$ (pour la maille rhomboédrique). **Aspect des cristaux**. En tablettes épaisses, en lamelles,

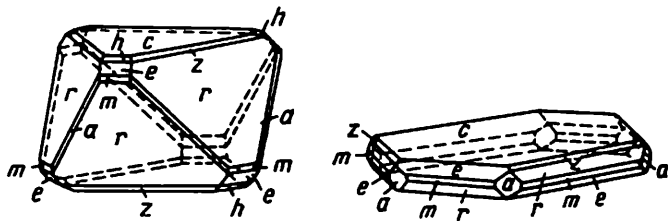


Fig. 310. Cristaux d'eucolite: r $\{10\bar{1}1\}$, c $\{0001\}$, m $\{10\bar{1}0\}$, a $\{11\bar{2}0\}$, z $\{10\bar{1}4\}$, e $\{00\bar{1}2\}$.

plus rarement en prismes (fig. 310). Formes principales: pinacoïde $\{0001\}$, rhomboèdres $\{10\bar{1}1\}$, $\{10\bar{1}3\}$, prismes $\{10\bar{1}0\}$, $\{11\bar{2}0\}$, etc. Est également observée en grains informes, plus rarement en masses compactes veinées.

Couleur rose, rose-rouge de différentes nuances, brun rougeâtre, brune, jaune tirant sur le brun et jaune clair. **Eclat** vitreux. Pour l'eudialyte: $N_g = 1,610$ et $N_m = 1,608$. Pour l'eucolite: $N_m = 1,620$ et $N_p = 1,618$.

Dureté 5-5,5. Fragile. **Clivage** difficile suivant $\{0001\}$. **P. sp.** 2,84-2,98 (augmente de l'eudialyte à l'eucolite).

Caractères distinctifs. La couleur rose ou rouge (framboise) de différentes nuances est généralement très typique. Elle permet de déceler l'eudialyte dans des roches ignées basiques, surtout si celle-ci est en association avec des silicates zirconifères. En lame mince se reconnaît immédiatement à ses propriétés optiques: pléochroïsme et biréfringence très basse.

Examinée au chalumeau fond facilement en un verre bulleux vert; la flamme se colore en jaune. Dans le tube fermé perd de l'eau. Facilement attaqué par les acides. La solution dans HCl donne la réaction du Zr (coloration en orange du papier au curcuma).

Origine et gisements. Se rencontre exclusivement au sein de roches magmatiques basiques (syénites néphéliniques) et dans des complexes pegmatitiques qui s'y sont isolés, en paragenèse avec de la néphéline, des feldspaths, de l'ægryrine, etc. On connaît des

roches (par exemple la louyavrite à eudialyte) où l'eudialyte constitue le minéral essentiel.

Sous l'effet des solutions hydrothermales, l'eudialyte subit certainement des modifications rapides. On a ainsi observé des substitutions de catapléite, et éventuellement de petits cristaux pyramidaux de zircon, dans sa masse à demi-décomposée, en association avec des zéolites, de la fluorine et d'autres minéraux d'origine hydrothermale.

L'altération de l'eudialyte favorise le lessivage des bases et de la silice, tandis qu'à leur place s'accumulent, sous l'aspect d'une masse brune poreuse, ZrO_2 et Fe_2O_3 (sous forme d'hydroxydes, semble-t-il).

Importance pratique. Les roches ignées basiques riches en eudialyte peuvent servir de matière première pour obtenir des concentrés d'eudialyte d'où est extrait le zirconium. La teneur moyenne en eudialyte dans de telles roches (louyavrites à eudialyte) est de l'ordre de 6 à 8 %. Quelquefois, elle atteint jusqu'à 30 % et plus (dans les gîtes filoniens).

TOURMALINE — $(Na, Ca)(Mg, Al)_6[B_3Al_3Si_6(O, OH)_{30}]$. Cette formule répond à l'espèce minérale la plus fréquente. Le nom provient du mot cinghalais « touramali ». Sous cette dénomination, le minéral fut introduit en Hollande, en 1703, avec un lot de pierres précieuses exporté de Ceylan.

Composition chimique. Très variable par suite de fréquentes substitutions isomorphes. La teneur des composants principaux varie dans les limites suivantes (en %): $SiO_2 = 30-44$, $B_2O_3 = 8-12$, $Al_2O_3 = 18-44$, $FeO + Fe_2O_3 = 0-38$, $MgO = 0-25$, $Na_2O = 0-6$, $CaO = 0-4$, $H_2O = 1-4$. En outre, on constate la présence en tant qu'impuretés isomorphes des éléments suivants: K (jusqu'à 2,5 % de K_2O), Li (jusqu'à 1,3 % de Li_2O), Mn^{++} (jusqu'à 3,5 % de MnO), Cr (jusqu'à 10,7 % de Cr_2O_3), ainsi que de F (jusqu'à 1,2 %) et Cl.

Les variétés magnésiennes de la tourmaline sont des *dravites*, les variétés ferrières, des *schorlites* et les variétés lithinifères ou lithiques, des *elbaïtes*; les variétés riches en alumine n'ont pas reçu de nom particulier.

Système rhomboédrique; pyramide birhomboédrique, sym. L^3P . Gr. sp. $R\bar{3}m (C_{3v})$. $a_0 = 15,51$ à $16,01$; $c_0 = 7,10$ à $7,22$.

Structure cristalline. A fait l'objet d'une étude par E. Bélova et N. Bélov. Il s'est avéré que les renseignements fournis antérieurement par Burger sur la structure cristalline de la tourmaline étaient inexacts. Selon ces récentes études l'unité structurale de base de la tourmaline (fig. 311) est le complexe anionique en anneaux doubles (ce qui le différencie du béryl), répondant à la formule $A_{12}O_{30}$, où la moitié des ions A correspond aux ions Si^{4+} , tandis que l'autre moitié est constituée des ions Al^{3+} et B^{3+} . Les ions silicium, dans un entourage de quatre ions oxygène, occupent l'une des couches

(étages) du complexe anionique et constituent des anneaux à six éléments, de configuration birhomboédrique, possédant un axe ternaire et trois miroirs se recoupant suivant cet axe. La seconde couche de chaque anneau jumelé correspond aux ions Al^{3+} et B^{3+} se trouvant dans un entourage tétraédrique d'ions oxygène et constituant ensemble une figure qui rappelle le triangle. Ces anneaux doubles (à deux étages) formant des groupements isolés se disposent aux sommets de la maille élémentaire rhomboédrique et sont liés

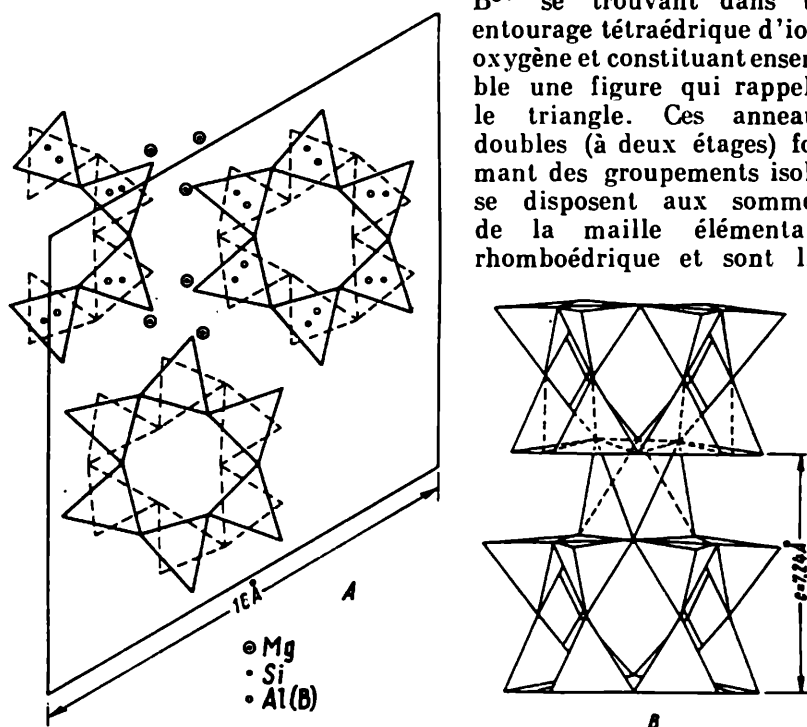


Fig. 311. Structure cristalline de la tourmaline

A — vue des anneaux à deux étages en projection sur le plan perpendiculaire à l'axe c ; B — vue en projection verticale.

entre eux par des ions Mg et Al (cette fois hexacoordonnés dans un entourage d'ions O). Ces ions, reliés les uns aux autres par les ions oxygène communs, constituent dans l'édifice cristallin des chaînes hélicoïdales, le long des axes ternaires dextrogyres et lévogyres des mailles rhomboédriques. Quant aux ions Ca et Na, entourés chacun de six ions oxygène, ils se situent sur les mêmes axes ternaires qui portent les anneaux anioniques doubles et les lient ainsi les uns aux autres, le long de l'axe c . Ces particularités de l'édifice cristallin sont en plein accord avec les propriétés physiques et chimiques du minéral et, surtout, avec la forme de ses cristaux, les différences existant entre les extrémités supérieures et inférieures des individus, leurs propriétés pyro- et piézo-électriques, optiques (signe optique, spectre d'absorption de la lumière), etc. On explique la dureté

très élevée de la tourmaline par la coordinence élevée du bore (4 au lieu de 3), comme cela se passe pour les silicates d'aluminium (coordinence 6). **Aspect des cristaux.** Les cristaux de la tourmaline ont, en général, un faciès bacillaire et sont allongés parallèlement à l'axe ternaire. On rencontre, quelquefois, des cristaux en prismes courts. D'ordinaire, les cristaux sont de petite taille, souvent microscopiques, mais on trouve aussi de beaux spécimens de 20 cm et plus de longueur et dont le diamètre atteint plusieurs centimètres. Les formes les plus courantes sont les prismes $\{10\bar{1}0\}$ et $\{11\bar{2}0\}$, les pyramides rhomboédriques $\{10\bar{1}1\}$, $\{02\bar{2}1\}$, etc. (fig. 312). Le nombre de

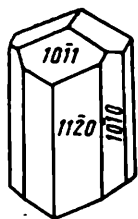


Fig. 312. Cristal prismatique de tourmaline.

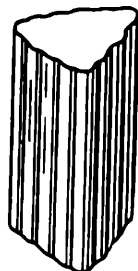


Fig. 313. Stries et forme de la section transversale des cristaux de tourmaline.

formes connues se situe autour de 180. Souvent les extrémités des cristaux sont inégalement développées. Très souvent on observe sur les faces des prismes des stries verticales très caractéristiques de la tourmaline et une forme qui ne l'est pas moins de triangle sphérique, en section transversale (fig. 313), qui s'explique par la combinaison des faces de la zone prismatique. Les macles sont très rares suivant $\{10\bar{1}1\}$. **Etat d'agrégation.** Souvent la tourmaline est observée en amas bacillaires, fibroradiés (« soleil de tourmaline ») ou en aiguilles ou filaments entremêlés. On la rencontre plus rarement en masses granulaires compactes, éventuellement cryptocristallines.

La couleur de la tourmaline est fonction de sa composition chimique. Les variétés non ferrifères ou pauvres en fer montrent différentes nuances de vert, de rose et de rouge. Elles sont généralement pauvres en MgO et en FeO, mais souvent riches en Li_2O et Al_2O_3 . La couleur rose est due à la présence de Mn, Li et Cs. Les tourmalines rouge foncé sont dites *rubellite*. Les tourmalines riches en MgO ont le plus souvent une coloration brune ou jaune. Les variétés ferrifères montrent des teintes très foncées : noir (schorl), vert foncé, bleu marine (indicolite) et brun foncé. Les variétés totalement incolores, transparentes, sont plus rares. Les tourmalines chromifères sont d'un vert très foncé. Il arrive que les faces terminales des extrémités

sont d'une couleur différente; par exemple, les cristaux incolores de l'île d'Elbe sont à leurs extrémités d'un noir intense. On rencontre, en outre, des cristaux à coloration zonée. Ainsi, en cassure transversale le noyau peut être rouge, tandis qu'à la périphérie apparaissent une ou plusieurs zones polygonales aux contours bien nets et présentant diverses nuances de vert ou de toute autre couleur. **Eclat** vitreux. Pour la dravite: $Nm = 1,635$ et $Np = 1,614$. Pour le schorlite: $Nm = 1,698$ et $Np = 1,658$.

Dureté 7-7,5. Elle est plus élevée dans la direction perpendiculaire à l'axe c que dans la direction qui lui est parallèle. **Clivage** pratiquement inexistant ou difficile suivant le prisme $\{11\bar{2}0\}$ et la pyramide $\{10\bar{1}1\}$. Cassure inégale. **P. sp.** 2,90-3,25.

Autres propriétés. S'électrise par chauffage, frottement, pression, l'une des extrémités du cristal se chargeant positivement et l'autre négativement.

Caractères distinctifs. Les cristaux de tourmaline sont facilement reconnaissables à leur section transversale caractéristique (triangle sphérique), à leurs stries verticales souvent très nettes et à leur dureté élevée. Ils se distinguent de certains pyroxènes et amphiboles d'aspect très semblable, ainsi que de l'épidote, par l'absence de clivage et une dureté élevée. C'est encore par la dureté, la rayure et la forme de la section transversale qu'ils se différencient du rutile.

Au chalumeau, le comportement de la tourmaline varie avec sa composition chimique. Les variétés incolores ou claires, surtout celles riches en lithium, ne fondent pas, mais deviennent opaques, et se boursouflent quelquefois. Les tourmalines plus riches en fer fondent difficilement, tandis que les variétés ferromagnésiennes fondent plus ou moins facilement en un verre bulleux. Toutes les tourmalines montrent avec CaF_2 et KHSO_4 la réaction du bore (coloration de la flamme en vert). Insolubles dans des acides.

Origine et gisements. On rencontre assez souvent les tourmalines en association avec d'autres minéraux qui renferment des composés volatils et rares. Dans les *pegmatites*, on trouve fréquemment, associées à des minéraux renfermant du lithium, du césium, du rubidium et d'autres éléments rares, des tourmalines roses, rouges (rubellite) et polychromes. Des tourmalines de couleur bleue (indigolites) et verte (verdélite) sont, selon A. Ginsbourg, abondantes dans des pegmatites albitisées sous l'effet des processus de formation de gîtes stannifères et à niobiotantalates.

Les tourmalines sont souvent observées dans les gîtes *hydrothermaux*, ainsi que dans diverses roches modifiées, telles que des schistes cristallins et des gneiss, soumis à l'action d'agents pneumatolytiques.

On les rencontre également, sous forme de cristaux microscopiques, dans certains granites et leurs auréoles de contact, de préférence associées à du quartz, quelquefois à de la topaze, de la cassitérite, etc., et plus particulièrement, dans des *greisen*.

Au cours de l'altération superficielle, la tourmaline se comporte comme un minéral chimiquement stable et passe, comme un produit résiduel, dans les alluvions. Elle est également observée dans de nombreuses roches sédimentaires. Les figures de corrosion que l'on observe parfois sur les cristaux sont certainement dues aux processus hydrothermaux.

Les gisements renfermant de la tourmaline en quantités plus ou moins notables sont très nombreux; les tourmalines noires sont particulièrement abondantes. Nous n'en mentionnerons que quelques-uns, les plus intéressants du point de vue minéralogique.

Les gisements des filons pegmatitiques de l'Oural ont acquis une réputation méritée. On y trouve des tourmalines polychromes, souvent en amas fibroradiés. Les tourmalines rouge carmin sont particulièrement remarquables. De beaux cristaux de couleur framboise ont été trouvés dans la région du lac Baïkal. Des variétés chromifères de teintes vert sombre ou noire ont été découvertes dans l'Oural dans des gisements d'hématite chromifère.

Mentionnons quelques-uns des gisements étrangers. Ceux de *Madagascar*, où l'on trouve dans des filons de pegmatite des tourmalines remarquables par leur coloration et leurs dimensions, sont bien connus. En Californie, au milieu de pegmatites, à *San Diego* et ailleurs, on en trouve de toutes les couleurs (rouge, rose, vert, violet, etc.). A *Ceylan*, on extrait depuis toujours des échantillons transparents, d'une coloration intense, qu'on exportait jadis vers l'Europe, comme pierres précieuses. Les tourmalines bleues, qui sont rares, proviennent en grande partie de là (indigolite).

Importance pratique. Les variétés translucides et d'une belle eau sont utilisées en joaillerie. Les gros cristaux dotés de propriétés piézo-électriques sont utilisés dans les stabilisateurs de fréquence des émetteurs radio.

Sous-classe C

SILICATES A CHAÎNES CONTINUES DE TÉTRAÈDRES SiO₄ (INOSILICATES)

Les principaux représentants de cette sous-classe sont les pyroxènes et les amphiboles, considérés comme métasilicates typiques. Bien que la teneur respective de chacun des constituants y soit très différente, ces minéraux possèdent nombre de traits communs: faciès analogue, structures cristallines voisines, clivage de nature semblable, propriétés optiques souvent très proches, poids spécifiques comparables, dureté du même ordre, etc. Quant aux cations présents dans les pyroxènes et les amphiboles, ce sont, pour la plupart, les éléments suivants: Mg²⁺, Fe²⁺, Ca²⁺, Na⁺, éventuellement Li⁺, ainsi que Al³⁺, Fe³⁺, et, pour les anions: [SiO₄]⁴⁻, parfois [AlO₄]⁵⁻, ainsi que [OH]⁻, F⁻ et Cl⁻ (dans les amphiboles).

Les pyroxènes et amphiboles ferromagnésiens, constituants de base de nombreuses roches ignées, sont parmi les plus répandus dans la nature. Leur teneur dans la croûte terrestre est de 16 % en poids.

Des orthosilicates ferromagnésiens du groupe de l'olivine, qui contribuent aussi à la formation des roches, les pyroxènes et les amphiboles se différencient par les particularités chimiques suivantes :

1) teneur en SiO_2 plus élevée (en cas de déficit de SiO_2 il y a formation d'olivine à partir du bain de fusion);

2) en dehors de Mg et Fe, un rôle important est dévolu à Ca (dont la contribution est minime dans les orthosilicates), ce qui explique l'abondance des composés doubles (diopside, trémolite, etc.);

3) de nombreux pyroxènes et amphiboles, surtout leurs composés doubles, renferment souvent Al_2O_3 , Na_2O , quelquefois Fe_2O_3 , etc. (les orthosilicates sont relativement purs).

Les propriétés physiques des minéraux ici décrits correspondent exactement à leur structure cristalline, qui diffère déjà radicalement de celle des orthosilicates par la présence, dans le motif structural de complexes anioniques, de tétraèdres SiO_4 continus alignés suivant une direction (le long de l'axe c). Les caractéristiques principales des minéraux de cette sous-classe sont :

1. Les individus cristallins sont généralement allongés dans une direction (les minéraux du groupe de l'olivine ont une apparence isométrique). Ceci est dû à ce que la liaison $\text{Si} - \text{O} - \text{Si}$, par suite de son caractère essentiellement non polaire, est plus forte que celle des cations Ca^{2+} et Mg^{2+} , situés entre les chaînes et porteurs d'une charge moindre ; de sorte que le débitage du cristal le long de l'axe c s'effectue bien plus aisément que la rupture des chaînes.

2. Par rapport aux orthosilicates, le clivage est ici plus net ; il s'établit en règle générale suivant le prisme, parallèlement à l'allongement des individus.

3. Les indices de réfraction et la biréfringence sont en principe inférieurs à ceux des minéraux du groupe de l'olivine.

4. Les poids spécifiques des pyroxènes et des amphiboles, du fait de l'empaquetage relativement moins compact des ions, sont légèrement plus faibles que ceux des minéraux du groupe de l'olivine auxquels ils correspondent.

Malgré ces caractères communs, *pyroxènes et amphiboles se différencient les uns des autres* par certaines particularités. Notons-en les plus importantes.

a) Il a déjà été indiqué que les examens aux rayons X ont décelé dans les édifices cristallins des pyroxènes des chaînes simples de tétraèdres SiO_4 répondant à la formule $[\text{SiO}_3]_\infty$, et dans les édifices des amphiboles, des chaînes doubles de formule $[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_\infty$ (cf. fig. 272). Pour la suite de l'exposé, il est important de se référer aux projections 2 et 5 sur le plan perpendiculaire à l'axe c de la figure 314.

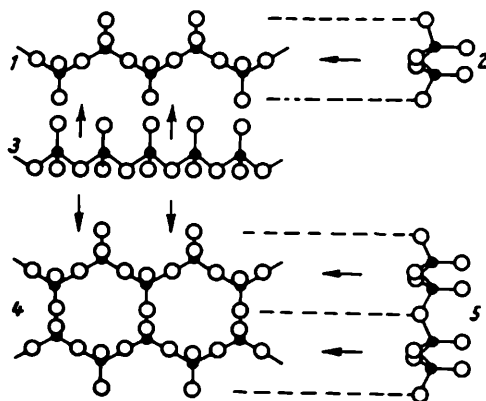


Fig. 314. Chaînes de tétraèdres SiO_4 en trois projections (1, 2, 3: pyroxènes; 4, 5, 3: amphiboles).

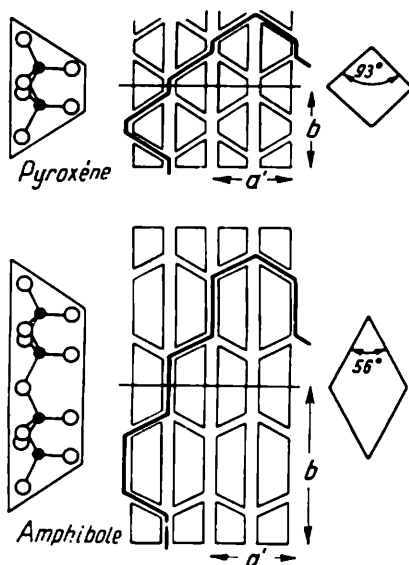


Fig. 315. Vue schématique des structures cristallines du pyroxène et de l'amphibole en projection sur (001). A gauche, dans la même projection, chaînes de tétraèdres SiO_4 .

b) Il s'en suit que l'angle de clivage suivant le prisme parallèle à l'allongement des chaînes n'est pas le même pour les pyroxènes et les amphiboles. La figure 315 montre schématiquement les structures du diopside et de la trémolite, constituées de quatre mailles élémentaires, en projection sur (001). Les chaînes de tétraèdres SiO_4 sont insérées dans des trapèzes formant des blocs. Les figures permettent de constater que ces blocs ont dans le cas des amphiboles un allongement deux fois plus grand que celui des pyroxènes (suivant l'axe *b*). Dans les deux minéraux, les plans de clivage passent, comme l'indiquent les traits gras, en diagonale entre les chaînes sans les rompre, c'est-à-dire parallèlement au prisme $\{110\}$. Il est facile de voir qu'en gros les directions des lignes en zigzag décriront une figure se rapprochant du carré (angle voisin de 87°) pour les pyroxènes et celle du losange (angle de 124°) dans le cas des amphiboles.

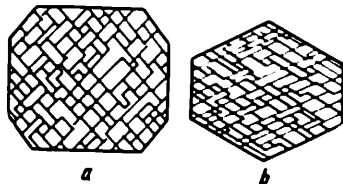


Fig. 316. Section transversale de cristaux du pyroxène (*a*) et de l'amphibole (*b*), avec les directions des traces de clivage (l'angle est différent pour chacun d'eux).

c) Les faciès des cristaux correspondent exactement à ces données. Ajoutons qu'en section transversale (fig. 316), les cristaux de pyroxène ont une apparence pseudo-quadratique, et ceux d'amphibole, une forme pseudo-hexagonale.

Comme nous l'avions déjà indiqué, on a décelé récemment un nouveau type de radical anionique répondant à la formule $[\text{Si}_3\text{O}_9]_\infty$ dans les minéraux du groupe de la *wollastonite* qui vient naturellement se ranger dans la série des silicates de cette sous-classe.

En résumé nous pouvons donc distinguer dans cette sous-classe les types suivants :

1. Silicates formant des chaînes simples $[\text{SiO}_3]_\infty$ (groupe des pyroxènes).
2. Silicates formant des chaînes doubles $[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_\infty$ (groupe des amphiboles).
- 3) Silicates formant des chaînes simples $[\text{Si}_3\text{O}_9]_\infty$ (groupe de la wollastonite).

a. SILICATES FORMANT DES CHAÎNES ANIONIQUES SIMPLES

Groupe des pyroxènes

Dans ce groupe de minéraux relativement nombreux, on distinguait depuis fort longtemps sur la base des caractéristiques cristallographiques deux sous-groupes : pyroxènes monocliniques et pyroxènes orthorhombiques.

Nous décrirons les espèces minérales suivantes de ce groupe :

Pyroxènes monocliniques
 diopside — $\text{CaMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$
 hédénbergite — $\text{CaFe}[\text{Si}_2\text{O}_6]$
 augite — $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})[(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6]$
 jadéite — $\text{NaAl}[\text{Si}_2\text{O}_6]$
 aëgyrine — $\text{NaFe}^{++}[\text{Si}_2\text{O}_6]$
 spodumène — $\text{LiAl}[\text{Si}_2\text{O}_6]$
Pyroxènes orthorhombiques
 enstatite — $\text{Mg}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$
 hypersthène — $(\text{Mg}, \text{Fe})_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$

Les pyroxènes monocliniques sont, pour leur plus grande part, des composés doubles ou multiples dont l'édifice cristallin comporte, en guise de cations, dans une série de composés Mg^{2+} et Fe^{2+} se substituant l'un à l'autre ainsi que Ca^{2+} , et dans d'autres minéraux, Na^+ (Li^+) avec du Fe^{3+} et Al^{3+} . On connaît en outre un pyroxène appelé augite où, à côté de (Mg, Fe) et de Ca, on note la présence de Al, Fe^{3+} et éventuellement Ti, une partie de Al se substituant, apparemment, à Si dans les chaînes de tétraèdres SiO_4 (c'est-à-dire qu'on a déjà affaire ici à un alumino-silicate). Le remplacement d'une partie des ions Si^{4+} par Al^{3+} provoque un accroissement de la charge négative commune des chaînes, qui doit être compensée par l'apparition, dans la structure cristalline du minéral, de cations de valence plus élevée.

Les pyroxènes orthorhombiques sont des métasilicates de Mg et Fe qui forment, comme nous l'avons vu pour le groupe de l'olivine, une série continue de mélanges isomorphes : $\text{Mg}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$ — $\text{Fe}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$. Des variétés magnésiennes et ferromagnésiennes de pyroxènes de cette série sont très fréquentes dans la nature.

DIOPSIDE — $\text{CaMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$. Le nom vient de deux mots grecs : « dus » — 2 fois, et « opsis » — vue. Le diopside est un composé double typique et constitue le terme ultime d'une importante série isomorphe $\text{CaMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ — $\text{CaFe}^{++}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ (diopside — hédénbergite) : l'espèce minérale intermédiaire par sa composition porte le nom de *salite* (sahlite). Le diopside est un minéral très fréquent de certaines roches ignées, ainsi que de certaines formations pyrométasomatiques.

Composition chimique. $\text{CaO} = 25,9 \%$, $\text{MgO} = 18,5 \%$, $\text{SiO}_2 = 55,6 \%$. Renferme, à l'état d'impuretés, FeO , MnO , parfois Al_2O_3 , Fe_2O_3 , Cr_2O_3 (jusqu'à quelques % : *chromdiopside*), V_2O_5 (jusqu'à 2-4 % : *lawrowite*), quelquefois du Na_2O , souvent du TiO_2 .

Système monoclinique; prisme, sym. L^2PC . Gr. sp. $C2/c$ (C_{2h}^1). $a_0 = 9,71$; $b_0 = 8,89$; $c_0 = 5,24$; $\beta = 105^\circ 51'$.

Aspect des cristaux. Les cristaux bien formés sont relativement rares. D'ordinaire, ils sont en bâtonnets courts (fig. 317) avec dé-

veloppement préférentiel des pinacoïdes $\{101\}$ et $\{010\}$. Des macles suivant (100) et (102) sont courantes. **Etat d'agrégation.** Les masses compactes de diopside se présentent le plus souvent en agrégats grenus, bien qu'on trouve, dans les formations pyrométasomatiques, des amas bacillaires ou fibroradiés.

Couleur. Rarement incolore. D'ordinaire, présentant des teintes allant du vert sale au gris. **Eclat vitreux.** Les indices de réfraction varient en fonction de la teneur en molécules de hédénbergite. Pour le diopside pur: $N_g = 1,694$, $N_m = 1,671$ et $N_p = 1,664$.

Dureté 5,5-6. Fragile. **Clivage** moyen suivant le prisme $\{110\}$, avec un angle de 87° . Suivant $\{010\}$ on observe assez souvent une division. **P. sp.** 3,27-3,38.

Caractères distinctifs. Les cristaux bien formés de diopside se distinguent de ceux de l'augite à leur faciès (développement privilégié des pinacoïdes verticaux) et aux nuances grises ou vert clair de leur coloration. Le diopside étant apte à former, avec divers autres pyroxènes, des mélanges isomorphes, une identification exacte ne sera possible que par la mesure des constantes optiques et, dans certains cas, par des essais chimiques.

Au chalumeau fond difficilement. Dans les acides ne se décompose presque pas.

Origine et gisements. Minéral d'origine magmatique, le diopside est largement répandu dans les roches ignées, basiques et ultrabasiqes (pyroxénites, périodites, gabbros, diabases), éventuellement dans les diorites à pyroxène, les syénites, et aussi dans les basaltes, les dolérites, etc.

Le diopside est souvent abondant dans les formations pyrométasomatiques. Il entre ainsi dans la composition des skarns et des cornéennes de contact, et s'y trouve en association avec la wollastonite, les grenats et d'autres minéraux, dans de nombreux gisements de magnétite et autres minerais de l'Oural, de l'Asie centrale, de la Sibérie, de la Transcaucasie, etc.

De beaux cristaux de diopside, de même origine, se rencontrent avec des grenats, des clinocllores, etc. dans les monts Naziamskié (Oural), dans la mine *Akhmatovskaïa* au milieu de chloritoschistes. On connaît les gros cristaux de diopside provenant des calcaires marmorisés de la *Somma* (Vésuve). De très gros cristaux très bien formés ont été décrits sous le nom de baïkalites par l'académicien soviétique V. Séverguine, au Sud-Ouest du Baïkal, dans des gisements de phlogopites.

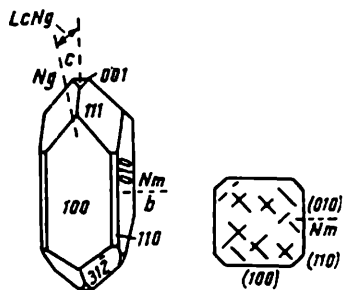


Fig. 317. Cristal de diopside. A droite, section transversale avec traces de clivage.

HÉDENBERGITE — $\text{CaFe}^{++}[\text{Si}_2\text{O}_6]$. Dédicée au chimiste suédois L. Hedenberg, qui a le premier procédé à l'analyse de ce minéral. **Composition chimique.** $\text{CaO} = 22,2 \%$, $\text{FeO} = 29,4 \%$, $\text{SiO}_2 = 48,4 \%$. Une variété riche en magnésium porte le nom *salite*. Renferme en quantité infime des alcalis et l'alumine.

Système monoclinique; prisme. Se rencontre surtout en masses fibroradiées ou en gros bâtonnets.

Couleur: vert foncé à vert-noir. **Trait** gris clair, avec reflet vert. **Eclat** vitreux. Pour l'hédenbergite pure: $N_g = 1,757$, $N_m = 1,745$ et $N_p = 1,739$.

Dureté 5,5-6. **Clivage** suivant le prisme $\{110\}$ avec un angle de 87° . **P. sp.** 3,5-3,6.

Caractères distinctifs. Se reconnaît assez facilement à ses agrégats bacillaires, à la couleur vert foncé ou noir verdâtre. Se rencontre généralement, de même que la salite, le long de la zone de contact de roches intrusives avec des calcaires marmorisés.

Au chalumeau fond en un verre magnétique noir.

Origine et gisements. Comme la salite c'est un minéral caractéristique de nombreux gîtes de magnétite d'origine *pyrométasomatique*, et éventuellement des minerais de sulfure de cuivre, ou encore de certains gisements hydrothermaux formés par métasomatose à des températures élevées dans des calcaires. On rencontre, en paragenèse avec l'hédenbergite, des minéraux tels que l'ilvaïte, la magnétite, les grenats ferrifères, les sulfures (pyrrhotine, chalcopryrite, blende noire), la calcite, l'épidote, etc.

Dans ces gisements, l'hédenbergite apparaît certainement par substitution au calcaire (ou au marbre). A leur tour l'hédenbergite et la salite peuvent se transformer par métasomatose en des sulfures de fer ou de cuivre, l'ilvaïte, éventuellement l'épidote, les chlorites, etc.

L'hédenbergite est connue en U.R.S.S. dans les *mines de cuivre Touryinskié* (dans la zone des skarns), au Kazakhstan, dans la mine *Troïtski* (Altaï), à *Djimara* (Caucase) et en d'autres endroits.

AUGITE — $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})[(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6]$. Pyroxène alumineux. Elle tire son nom du grec « auge » — éclat (les cristaux ont souvent des faces brillantes). L'augite est le constituant de base de certaines roches ignées.

Composition chimique. Plus complexe que celle des autres pyroxènes. On constate presque toujours un excès de MgO , FeO et, circonstance très importante, contient Al_2O_3 (jusqu'à 4-9 %) et Fe_2O_3 , ainsi que Na_2O . FeO et MnO se substituent partiellement à MgO .

Ægyrine-augite: c'est une variété riche en Na_2O et Fe_2O_3 qui se distingue de l'augite ordinaire par ses propriétés optiques. Elle existe dans les roches ignées basiques. Une variété de composition intermédiaire entre l'augite et l'ægyrine-augite a été appelée *fedorovite* (dédiée au cristallographe russe E. Fédorov).

Titanaugite: c'est la variété enrichie en TiO_2 , Fe_2O_3 et Al_2O_3 (TiO_2 — jusqu'à 4-5 % ; dans l'augite ordinaire — 0,1 à 0,7 %).

Système monoclinique ; prisme. Aspect des cristaux. En bâtonnets courts, en tablettes, plus rarement d'apparence isométrique. Les faces du prisme $\{110\}$ sont, en principe, plus développées que les pinacoïdes, ce qui les différencie des cristaux du diopside. La figure 318 montre la forme la plus courante de ces cristaux ainsi que celle de la section transversale. Celle-ci se présente en général en octogone dont les côtés ont reçu un développement plus ou moins

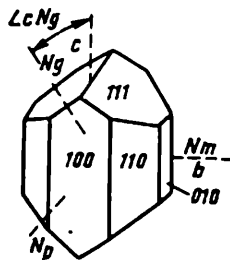


Fig. 318. Cristal d'augite. A gauche: section transversale avec traces de clivage.

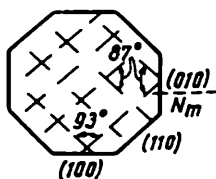


Fig. 319. Augite maclée suivant (100).

égal. Les macles sont fréquentes suivant (100) (fig. 319). **Etat d'aggrégation.** Se rencontre en masses granulaires compactes.

Couleur: noir verdâtre ou brunâtre, plus rarement vert foncé ou brune. **Eclat vitreux.** $Ng = 1,710-1,724$, $Nm = 1,692-1,706$, $Np = 1,685-1,700$.

Dureté 5-6. **Clivage moyen** suivant le prisme $\{110\}$; on observe souvent des plans de séparation suivant $\{100\}$. Les variétés d'augites et d'autres pyroxènes monocliniques pourvues de ce clivage facile portent le nom de *diallage* P. sp. 3,2-3,6.

Caractères distinctifs. Certains cristaux isolés d'augite dégagés de tufs volcaniques et de cendres de roches basiques s'identifient facilement à leurs formes caractéristiques (voir fig. 318) et à leur couleur noire. Dans d'autres cas, l'identification exacte n'est possible qu'après examens microscopiques minutieux et des essais chimiques.

Examinée au chalumeau fond difficilement. Inattaquable par les acides. La titanaugite se décompose complètement dans de HCl à chaud.

Origine et gisements. L'augite se rencontre le plus souvent dans certaines roches *magmatiques* effusives basiques : andésites, phonolites, basaltes, leurs tufs et cendres volcaniques. On peut quelquefois y déceler d'assez gros cristaux de forme caractéristique (voir fig. 318 et 319). Souvent, l'augite est observée en association avec des plagioclases basiques, de la magnétite, éventuellement de l'olivine, etc.

L'ægryrinne-augite se rencontre dans des roches ignées alcalines, par exemple les syénites néphéliniques des *monts Ilmen* (Oural du

Sud), ainsi que dans leurs homologues effusifs, les phonolites, leucitophyres, etc.

Au stade postmagmatique on constate, tant pour l'augite que pour d'autres pyroxènes monocliniques, des phénomènes de substitution par des minéraux du groupe de l'amphibole. Souvent, on peut observer au microscope que la hornblende se développe dans ces cas-là comme un cristal unique tout en conservant la forme du pyroxène. De telles pseudomorphoses portent le nom d'*ouralites* (elles ont été observées d'abord dans l'Oural).

Sous l'action de solutions hydrothermales, l'augite de roches ignées se dissocie et est souvent remplacée par l'épidote, les chlorites, la calcite et d'autres minéraux.

JADÉITE — $\text{NaAl}[\text{Si}_2\text{O}_6]$. La molécule de la jadéite entre dans la composition du diopside et de l'ægyrine et leur confère une teneur accrue en Na_2O et Al_2O_3 .

Système monoclinique. Les cristaux sont rares; le plus souvent elle s'observe en agrégats grenus, compacts, de couleur vert pomme, vert bleuté et blanc. Eclat vitreux. $Ng = 1,667$, $Nm = 1,659$ et $Np = 1,654$.

Dureté 6,5-7. Extrêmement tenace. Clivage moyen suivant le prisme $\{110\}$, difficile suivant $\{010\}$ et $\{100\}$. Les variétés cristallines présentent une cassure inégale, esquilleuse. Ressemble beaucoup à la néphrite (du groupe de l'amphibole). **P. sp.** 3,3-3,4. Au chalumeau fond facilement en un verre semi-transparent. Attaquée par les acides après fusion.

La jadéite se rencontre dans des roches métamorphiques alcalines, plus rarement dans des formations pyrométasomatiques.

ÆGYRINE — $\text{NaFe}^{++}[\text{Si}_2\text{O}_6]$. Vient du nom du « dieu de la mer » islandais Ægir. Synonyme: acmite. L'ægyrine est l'un des constituants de base de nombreuses roches ignées, riches en alcalis.

Composition chimique. $\text{Na}_2\text{O} = 13,4 \%$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 34,6 \%$, $\text{SiO}_2 = 52 \%$. Impuretés: K_2O , souvent CaO , FeO , MnO , MgO , Al_2O_3 , TiO_2 , éventuellement V_2O_5 , épisodiquement en très faible quantité des terres rares, BeO , ZrO_2 et ThO_2 . Des mélanges isomorphes entre ægyrine et augite, ægyrine et diopside, ou encore ægyrine et hédénbergite, sont fréquents. Les variétés de composition intermédiaire portent les noms d'ægyrine-augite, ægyrine-diopside et ægyrine-hédénbergite.

Système monoclinique; prisme. Aspect des cristaux. En prismes allongés, colonnaires ou aciculaires (fig. 320). Sur les faces on observe des stries verticales ou des cannelures. La face (100) est presque toujours bien développée. Les macles sont assez fréquentes suivant (100); on observe souvent des groupements polysynthétiques. **Etat d'agrégation.** En masses compactes, bacillaires fibro-radiées de même qu'en étoiles.

Couleur. D'habitude noir verdâtre, vert foncé, éventuellement brun ou brun rougeâtre (acmite.) **Trait** vert clair. **Eclat** vitreux. $Ng = 1,787$, $Nm = 1,768$ et $Np = 1,742$.

Dureté 5,5-6. **Clivage** net suivant le prisme, avec angle de 87° ; plan de séparation suivant $\{010\}$ et $\{001\}$. **P. sp.** 3,43-3,60.

Caractères distinctifs. Se détermine assez facilement par le faciès bacillaire des cristaux, la couleur vert foncé ou noir verdâtre et l'association avec des silicates alcalins (néphéline, feldspaths, amphiboles alcalines). L'ægyrine se distingue de la tourmaline, également vert foncé et très semblable, par une dureté plus faible et un clivage plus net.

Examinée au chalumeau fond facilement en un globe magnétique, brillant et noir et colore la flamme en jaune. Les acides l'attaquent faiblement.

Origine et gisements. C'est le constituant typique des roches ignées, tant intrusives qu'effusives riches en alcalis (syénites néphéliniques, phonolites, leucitophyres, etc.). Elle est plus rarement observée dans des formations pyrométasomatiques, où elle est le produit des réactions entre les magmas alcalins et les roches encaissantes.

On rencontre de gros cristaux d'ægyrine dans des pegmatites de syénites néphéliniques des monts *Vichnevyïé* et *Ilmen* (Oural). Associés à l'ægyrine, on observe, outre de la néphéline, des feldspaths et des hornblendes, des micas noirs qui quelquefois se substituent aux cristaux d'ægyrine, de la sodalite, de la cancrinite et d'autres silicates rares.

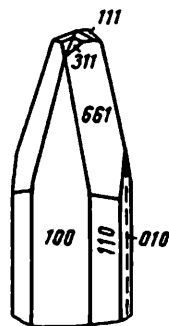


Fig. 320. Cristal d'ægyrine.

SPODUMÈNE — $\text{LiAl}[\text{Si}_2\text{O}_6]$. Il occupe, parmi les pyroxènes, une position à part, car ne forme pas de mélange isomorphe avec les autres membres du groupe.

Composition chimique. $\text{Li}_2\text{O} = 8,1 \%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 27,4 \%$, $\text{SiO}_2 = 64,5 \%$. On note la présence de Na_2O , de faibles quantités de CaO , MgO et quelquefois de Cr_2O_3 . Certaines variétés renferment également du césium.

Système monoclinique; prisme, sym. L^2PC . Gr. sp. $C 2/c$ (C_{2h}^6). $a_0 = 9,50$; $b_0 = 8,30$; $c_0 = 5,24$; $\beta = 110^\circ 20'$. **Aspect des cristaux** prismatique. Les faces verticales portent des stries. De très gros cristaux (quelquefois 16 m de long) ne sont pas rares. Macles suivant (100). **Etat d'agrégation.** Bacillaires ou lamellaires. Le spodumène est également observé en masses cryptocristallines compactes.

Couleur: blanc grisâtre, souvent avec reflet verdâtre, vert jaunâtre, violet (kunzite). **Eclat** vitreux, avec faible reflet nacré sur les plans de clivage. $Ng = 1,675$, $Nm = 1,66$ et $Np = 1,65$.

Dureté 6,5-7 (plus faible pour les variétés altérées). **Clivage** suivant le prisme parfait ou moyen ; suivant {100} plan de séparation. **P. sp.** 3,13-3,20.

Caractères distinctifs. Le spodumène ne peut être déterminé avec certitude qu'au microscope, par ses constantes optiques. Ce qui le caractérise surtout, c'est son angle d'extinction qui est le plus faible de tous les pyroxènes monocliniques.

Examiné au chalumeau se boursoufle, en colorant de temps en temps la flamme en rouge pâle (Li). Fond en un verre incolore. Après fusion avec du CaF_2 + KHSO_4 , colore la flamme en rouge vif (Li). Ne se dissout pas dans HCl.

Origine et gisements. On le rencontre dans des pegmatites granitiques, associé à du quartz, des feldspaths, des micas lithinifères, de la tourmaline, etc.

Subit facilement des altérations tardives. Sous l'action de solutions contenant du Na_2O , se dissocie en eucryptite (LiAlSiO_4), albite ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) et séricite (mica potassique).

Nous ne mentionnerons que quelques-uns des nombreux gisements de spodumène. Celui de *Keystone* dans le Dakota du Sud (U.S.A.), bien connu, est très important. On y rencontre des cristaux géants de spodumène altéré, qui ont jusqu'à 16 m de longueur, diamètre de 1 m et un poids de 90 t. Dans les gisements de pegmatites de *Madagascar* on trouve des variétés non altérées, transparentes, de différentes couleurs : vert jaunâtre, jaune, rose. A *Brancheville* dans le Connecticut (U.S.A.), de gros cristaux modifiés de spodumène s'accompagnent de lithiophylites, d'uraninites, de différents phosphates de manganèse, etc.

Importance pratique. Le spodumène peut, au même titre que les micas lithinifères, servir de matière première pour préparer des produits au lithium, utilisés en médecine, pyrotechnie, dans l'industrie photographique, en verrerie, pour les rayons X, etc. Les variétés translucides de belle eau étaient utilisées comme gemmes. Récemment, le lithium métallique a trouvé une nouvelle application dans les réactions thermo-nucléaires.

ENSTATITE — $\text{Mg}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$. Du grec « enstates » — réfractaire. Conventionnellement, on désigne sous ce nom des variétés avec une teneur de FeO allant jusqu'à 5 % ; les variétés renfermant 5 à 14 % de FeO (25 % de FeSiO_3) sont appelées *bronzite* (toutefois, l'éclat bronzé ne s'observe que pour les variétés altérées ou contenant des inclusions orientées). L'enstatite est un élément important de la constitution des roches ignées magnésiennes.

Composition chimique. Comparée à l'olivine, l'enstatite est plus riche en SiO_2 ; la variété purement magnésienne en renferme 60,0 % et MgO = 40,0 %. On note souvent la présence de NiO (jusqu'à 0,2 % d'ordinaire). Elle contient aussi quelquefois CaO , MnO , Al_2O_3 et Fe_2O_3 .

Système orthorhombique; bipyramide rhombique, sym. $3L^23PC$. Gr. sp. $Pbca$ (D_{2h}^{15}). $a_0 = 18,2$; $b_0 = 8,86$; $c_0 = 5,20$. **Aspect des cristaux**. Les cristaux de l'enstatite, très rares, ont un faciès prismatique (fig. 321), éventuellement tabulaire. Largement répandus dans la nature, les grains informes d'enstatite ont un aspect allongé. On a observé des groupements réguliers avec des pyroxènes monocliniques.

Couleur. Incolore, blanc grisâtre avec reflet verdâtre, plus rarement vert brunâtre. **Eclat** vitreux. $N_g = 1,665$, $N_m = 1,659$ et $N_p = 1,656$.

Dureté 5,5. **Clivage** moyen suivant le prisme $\{110\}$; l'angle entre les plans de clivage est de 85° . P. sp. 3,1-3,3 (s'élève lorsque la teneur en FeO s'accroît).

Caractères distinctifs. En grains informes, l'enstatite ne peut être déterminée avec certitude qu'en lame mince, au microscope, par ses constantes optiques. Elle se distingue des pyroxènes monocliniques par son extinction droite, quelquefois par un pléochroïsme plus ou moins prononcé, et de l'hypersthène par l'angle des axes optiques et par le signe.

Ne fond presque pas au chalumeau. Inattaquable par les acides.

Origine et gisements. Minéral typique pour de nombreuses roches magmatiques riches en magnésium. Associé à l'olivine, il constitue souvent ce qu'on appelle les péridotites, et particulièrement les harzburgites; il est également un des constituants essentiels des gabbros-norites et, parfois, des diorites. L'enstatite est également observée dans des roches effusives (basaltes, andésites). Elle figure bien plus rarement dans des formations pyrométasomatiques, mais, en revanche, elle y apparaît en grands cristaux bien formés.

Au cours de l'altération hydrothermale postérieure au stade magmatique, l'enstatite se transforme plus aisément que l'olivine et les pyroxènes monocliniques en serpentine dit — *bastite*; ces pseudomorphoses en des grains d'enstatite se présentent en cristaux bien formés, avec des plans de séparation caractéristiques remarquablement nets et une orientation cristallographique déterminée par rapport au pyroxène originel. La bastite possède un reflet jaune doré ou bronzé sur le plan de clivage, ce qui permet de l'identifier dans les roches altérées qui renferment de l'enstatite.

Constituant essentiel ou accessoire de roches, ce minéral est fréquent dans de nombreuses roches ignées, riches en magnésium, mais pauvres en calcium, surtout dans des roches intrusives (harzburgites, lherzolites, etc.), très fréquentes dans l'Oural, le Caucase du Nord, la Transcaucasie, la Sibérie, etc.

HYPERSTHÈNE — $(Mg, Fe)_2 [Si_2O_6]$; de deux mots grecs: « uper » — au-dessus et « stenos » — force. Comprend généralement

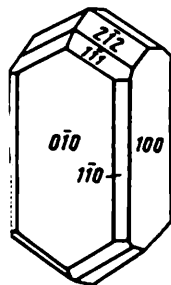


Fig. 321. Cristal de l'enstatite.

les variétés de pyroxènes orthorhombiques renfermant plus de 14 % de FeO.

De nombreuses propriétés physiques de l'hypersthène sont analogues à celles de l'enstatite. Les indices de réfraction sont, à cause de la teneur accrue en FeO, plus élevés pour l'hypersthène que pour l'enstatite: $N_g = 1,69-1,73$ et $N_p = 1,68-1,71$.

Couleur allant du vert au noir brunâtre en passant par le verdâtre. P. sp. 3,3-3,5. Au chalumeau fond en un émail noir verdâtre, magnétique pour les variétés plus ferrières. Dans HCl est partiellement décomposé.

L'hypersthène se rencontre dans des roches ignées basiques (gabbros-norites, certaines variétés de trachyte et d'andésite).

Dans le district de Slioudianka (région du lac Baïkal) des hypersthènes très riches en fer se rencontrent quelquefois en quantités importantes dans des gneiss à pyroxènes-amphiboles ou à biotite et grenats. On en a également trouvé dans des météorites.

b. SILICATES FORMANT DES CHAÎNES ANIONIQUES DOUBLES

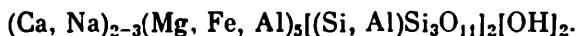
Groupe des amphiboles

Comparée à celle des pyroxènes, l'architecture des amphiboles est plus complexe, bien que leur composition chimique soit analogue.

Comme l'ont montré les études aux rayons X, les amphiboles présentent des structures cristallines, déjà mentionnées plus haut, en doubles chaînes (bandes) de tétraèdres SiO_4 répondant à la formule $[\text{Si}_4\text{O}_{11}]^{6-}$ (au lieu de Si_4O_{12} comme cela serait naturel au point de vue chimique pour un métasilicate). L'ion oxygène restant entre dans la composition d'un anion indépendant monovalent $[\text{OH}]^-$. De ce fait, la charge négative globale du complexe anionique égale 7. Ceci permet d'expliquer la formule chimique de l'amphibole de composition aussi simple que l'est l'anthophyllite: $\text{Mg}_7[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}]_2$. Le remplacement de deux ions oxygène, non liés à Si par deux ions monovalents $[\text{OH}]^-$, entraîne une diminution du nombre des cations: le nombre des ions Mg ne sera pas de 8, comme on l'admettait en se basant sur la formule MgSiO_3 , mais de 7.

De même, pour les composés doubles du groupe des amphiboles, par exemple la trémolite, la formule sera $\text{Ca}_2\text{Mg}_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}]_2$, tandis qu'avant l'introduction de la méthode des examens aux rayons X, elle s'écrivait comme suit: $\text{Ca}_2\text{Mg}_6\text{Si}_8\text{O}_{24}$. On obtient le même résultat en recalculant les données des analyses chimiques, avec introduction dans la formule de l'anion $[\text{OH}]^-$. Le rapport de $\text{Ca} : \text{Mg}(\text{Fe}) = 2:5$, tandis que pour les pyroxènes de composition comparable (le diopside par exemple) ce rapport est de 1:1. C'est là une différence essentielle supplémentaire entre amphiboles et pyroxènes.

Enfin dans ceux des composés doubles qui sont riches en métaux trivalents (Al et Fe⁺⁺⁺) et monovalents (Na et K), les rapports entre les différents groupes de métaux s'établissent comme suit: (Ca, Na): (Mg, Fe⁺⁺, Al, Fe⁺⁺⁺) = 3:5. Cela est dû au fait que dans ces cas une partie notable des ions Al³⁺ se substitue aux ions Si⁴⁺ dans les chaînes de tétraèdres SiO₄. La charge négative globale de la chaîne s'étant accrue, elle doit en conséquence être neutralisée par des cations supplémentaires (pour la plupart Na⁺ et K⁺). Dans la structure cristalline des amphiboles (à l'opposé de celle des pyroxènes) existent des cases vides où peuvent se loger des ions supplémentaires de métaux alcalins dont l'introduction devient nécessaire lors de la substitution du silicium par l'aluminium, selon le schéma Si⁴⁺ → Al³⁺ Na⁺. C'est là la raison pour laquelle le nombre d'ions chargés positivement s'accroît dans l'édifice, passant (approximativement) de sept à huit. Le rapport de Al: Si dans les chaînes SiO₄ ne dépasse pas, d'ordinaire, 1:3, comme le montrent les calculs effectués sur la base des analyses chimiques. Ainsi, la hornblende répond à la formule générale suivante:



En substituant dans le radical un ion Al à un ion Si, le nombre d'ions (Ca, Na) serait de trois, ce qui correspond à la réalité (à condition, toutefois, que le calcul ne révèle qu'une faible quantité des ions Al³⁺ ou Fe³⁺, liés à Mg et Fe⁺⁺). Dans le cas contraire, pourrait également avoir lieu une compensation supplémentaire de la charge négative par la substitution de l'aluminium au magnésium. Toutefois, à en juger d'après les données des analyses chimiques, ces cas sont fort rares (kokcharovite, hastingsite).

Il convient d'ajouter à ces quelques notions sur la nature chimique des amphiboles que F et Cl se substituent souvent à OH. La quantité totale de ces ions, d'après la formule chimique, doit en principe évaluer 2, mais est souvent plus faible (apparemment, ces ions sont partiellement remplacés par des ions oxygène).

En dépit de la diversité de leur composition chimique, toutes les amphiboles ont en commun un grand nombre de propriétés physiques et chimiques. Les conditions de formation dans la nature ne sont pas exactement les mêmes pour les amphiboles et les pyroxènes. La présence, dans les amphiboles, d'un groupe hydroxyle, de fluor et de chlore témoigne du fait que des minéralisateurs ont pris une part active à leur formation dans des roches ignées et métamorphiques, provoquant une cristallisation à des températures relativement basses. Les cas fréquents de substitution d'amphiboles aux pyroxènes témoignent également d'une formation plus tardive. Le savant soviétique D. Grigoriev n'a pu réaliser la synthèse des amphiboles qu'en provoquant la cristallisation à partir d'un bain de silicate fondu renfermant du fluor. Des amphiboles correspondant

aux composés naturels, c'est-à-dire renfermant OH, ont été obtenues artificiellement par le savant soviétique I. Ostrovski.

Nous allons décrire les espèces minérales suivantes du groupe des amphiboles :

Amphiboles monocliniques

trémolite — $\text{Ca}_2\text{Mg}_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}]_2$

actinolite — $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe})_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}]_2$

hornblende — $\text{Ca}_2\text{Na}(\text{Mg}, \text{Fe})_4(\text{Al}, \text{Fe})[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}]_2$

glaucofane — $\text{Na}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_3\text{Al}_2[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}, \text{F}]_2$

arfvedsonite — $\text{Na}_3(\text{Fe}, \text{Mg})_4(\text{Fe}, \text{Al})[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}, \text{F}]_2$

Amphiboles orthorhombiques

anthophyllite — $(\text{Mg}, \text{Fe})_7[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}]_2$

TRÉMOLITE — $\text{Ca}_2\text{Mg}_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}]_2$. Le nom vient de val Tremola (dans le Saint-Gothard) où elle fut découverte. C'est l'amphibole la plus répandue dans la nature.

Composition chimique. $\text{CaO} = 13,8 \%$, $\text{MgO} = 24,6 \%$, $\text{SiO}_2 = 58,8 \%$, $\text{H}_2\text{O} = 2,8 \%$. On observe quelquefois la présence, sous forme d'impureté isomorphe de MgO , d'une très faible quantité (jusqu'à 3 %) de FeO (dans des variétés passant à l'actinolite), de MnO et de Al_2O_3 , d'alcalis, etc.

Système monoclinique; prisme, sym. L^2PC . Gr. sp. $C2/m(C_2^2h)$. $a_0 = 9,78$; $b_0 = 17,8$; $c_0 = 5,26$; $\beta = 106^\circ 02'$. **Aspect des cristaux.** On a observé des cristaux aux formes assez simples, en prisme long, en aiguilles, en fibres, allongés suivant l'axe c . Le plus souvent, la trémolite se présente en masses fibroradiées, bacillaires, parfois en fibres enchevêtrées. Plus rarement on la rencontre en masses compactes, cryptocristallines, extrêmement tenaces avec cassure esquilleuse, et de coloration claire, appelées *néphrite* (voir également actinolite) ou sous l'apparence de l'asbeste (dont l'importance économique est bien connue).

Couleur. Blanche ou claire avec différentes nuances grisâtres. **Eclat** vitreux. $N_g = 1,624$, $N_m = 1,613$ et $N_p = 1,599$.

Dureté 5,5-6. Fragile. Les cristaux aciculaires et fibreux se cassent facilement. **Clivage** parfait suivant le prisme $\{110\}$, avec un angle de 124° , imparfait suivant (010) . **P. sp.** 2,9-3,0.

Caractères distinctifs. De l'actinolite dont les propriétés physiques sont très voisines, la trémolite se distingue avant tout par sa coloration claire (blanche ou blanc grisâtre).

Au chalumeau fond difficilement en un verre incolore et transparent (ce qui la distingue également de l'actinolite). Inattaquable par les acides.

Origine et gisements. La trémolite, ainsi que toutes les autres amphiboles des roches ignées, est un minéral typiquement épi-magmatique, formé à une température relativement basse, souvent à partir de pyroxènes à calcium et magnésium. On la trouve souvent

dans des calcaires cristallins et des dolomies métamorphisées, ainsi que dans des schistes cristallins et des cornéennes.

Des cristaux bien formés se trouvent dans des filons de type alpin, en de nombreux points de la Suisse, dans les Alpes orientales, en Bohême, etc. En U.R.S.S., la trémolite a été décrite dans des dolomies le long des vallées de la *Sanarka* et de la *Kamenka* (Oural du Sud), dans le district de *Slioudianka* (région du lac Baïkal), etc.

ACTINOLITE — $\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{++})_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}]_2$. Vient des mots grecs: « aktis » — rayon et « lithos » — pierre. Les agrégats de ce minéral se groupant en aiguilles rayonnantes sont très fréquents dans la nature.

Analogue à la trémolite, que nous venons de décrire, par quantité de ses propriétés physiques, l'actinolite s'en différencie, en premier lieu, par sa couleur verte (à cause de sa teneur en fer) et puis par ses propriétés optiques. Nous allons indiquer les particularités principales de l'actinolite.

Composition chimique. Du point de vue chimique, l'actinolite constitue en fait une variété ferreuse de la trémolite. La teneur en FeO varie généralement entre 6-13 %. Elle renferme souvent également du Al_2O_3 et, par conséquent, une certaine quantité d'alcalis (Na_2O).

Couleur. Vert bouteille de différentes nuances allant d'un gris clair verdâtre au vert foncé. **P. sp.** 3,1-3,3 (s'accroît avec l'augmentation de la teneur en FeO).

Au chalumeau fond difficilement en un verre noir verdâtre ou vert grisâtre.

Variétés. On distingue, suivant les caractères morphologiques et la structure des agrégats, les variétés principales suivantes:

1. *Néphrite* (jade). Matière cryptocristalline, compacte, extrêmement tenace, de différentes nuances de vert, à cassure esquilleuse et à éclat parfois scintillant. « Nephros » signifie en grec « rognon ».

2. *Amiante*. C'est une amphibole fibreuse (trémolite-asbeste, actinolite-asbeste, etc.). Cette variété d'amphiboles se caractérise par une disposition en filonnets (d'une épaisseur de quelques centimètres) et montre une structure en fibres strictement parallèles et orientées perpendiculairement aux parois des filonnets. Une autre particularité importante des amphiboles-asbestes typiques est leur pouvoir remarquable de se débiter mécaniquement en fibres *élastiques* excessivement fines et résistantes dont l'épaisseur est de l'ordre des dimensions des particules de la phase dispersée des systèmes colloïdaux. En outre, elles sont réfractaires au feu et inattaquables aux acides et trouvent, pour cette raison, de larges applications dans divers domaines de l'industrie.

Origine et gisements. Comme toutes les amphiboles, l'actinolite est stable à des températures relativement basses. Elle se rencontre

le plus souvent dans des schistes cristallins, formés dans des zones peu profondes (quelquefois en quantités assez importantes). Au microscope, sa présence ainsi que celle de la tremolite est décelée dans de nombreuses roches ignées, pour la plupart basiques, ayant subi un métamorphisme hydrothermal. On observe, associés à l'actinolite, de l'épidote, de la chlorite, du quartz, de la zoïsite, du talk, etc.

En U.R.S.S., l'actinolite-asbeste en formations veinées est connu dans des gisements de pyrite et de chalcoppyrite *Biëloretchenskoïé* et *Kalatinskoïé* (Oural). Au voisinage des filonnets d'asbeste on observe souvent des cristaux aciculaires d'actinolite qui se sont formés antérieurement au sein de la masse des pyrites et des chalcoppyrites et qui se caractérisent par une structure typiquement métacolloïdale.

La néphrite se rencontre sous forme de blocs polis, couleur d'herbe, le long de l'*Onon*, du *Tchikoï* et dans une roche en place, au sein de schistes actinolitiques, au bord du ruisseau *Khara-Jelga* (à l'Ouest du lac Baïkal), ainsi qu'en Asie centrale, le long de la rivière *Raskom-Daria* (Pamir oriental), etc. Parmi les gisements d'autres pays citons ceux de la *Nouvelle-Zélande*, de la *Tasmanie*, la *Nouvelle-Calédonie* et d'autres îles polynésiennes, où les indigènes taillaient de ce minéral encore tout récemment des haches, des pointes de flèches, etc. Dans la chaîne du *Kouen-Loun* (Chine occidentale) et dans la région plus à l'Est s'étendant jusqu'à la province de *Han-sou*, on extrayait l'actinolite des alluvions et des formations rocheuses depuis des temps immémoriaux, cette pierre relativement facile à travailler et extrêmement tenace se prêtant admirablement à la confection d'objets sacrés (idoles), amulettes, vases, coupes, etc., dont certains sont conservés dans les musées.

HORNBLENDE— $\text{Ca}_2\text{Na}(\text{Mg}, \text{Fe}^{++})_3(\text{Al}, \text{Fe}^{+++})_3(\text{Si}, \text{Al})_6\text{O}_{11}[\text{OH}]_2$. On confond souvent à tort les termes « amphibole » et « hornblende ». Il est nécessaire de souligner qu'« amphibole » est le nom général de toutes les espèces minérales du groupe étudié, tandis que « hornblende » est la dénomination donnée à une espèce minérale bien déterminée.

Composition chimique variable. Les proportions entre le magnésium et le fer bivalent, d'une part, et entre l'aluminium et le fer trivalent, d'autre part, varient largement. La teneur en potassium dépasse parfois celle du sodium. On connaît des variétés renfermant jusqu'à 0,3 % de fluor. TiO_2 est presque toujours présent, généralement en quantité allant de 0,1 jusqu'à 1,25 %.

Système monoclinique; prisme, sym. L^2PC . Gr. sp. $C2/m$ (C_{2h}^3).
 $a_0 = 9,8$; $b_0 = 17,9$; $c_0 = 5,28$; $\beta = 106^\circ$. Aspect des cristaux prismatique, colonnaire, plus rarement isométrique. La figure 322 montre les formes les plus courantes des hornblendes. La macle suivant (100) se trouve à droite.

Couleur. Les hornblendes sont d'ordinaire colorées en vert ou brun, de différentes nuances. Les nuances foncées dominent, allant jusqu'au noir. **Trait** blanc avec reflet vert. **Eclat** vitreux. $N_g = 1,65-1,69$ et $N_p = 1,63-1,66$.

Dureté 5,5-6. **Clivage** suivant le prisme $\{110\}$ parfait avec un angle voisin de 124° (voir fig. 316, à droite), suivant $\{001\}$ imparfait. **P. sp.** 3,1-3,3.

Variétés. Parmi les nombreuses espèces qui ne se distinguent les unes des autres que par leur composition chimique et, partant, leurs propriétés optiques, citons :

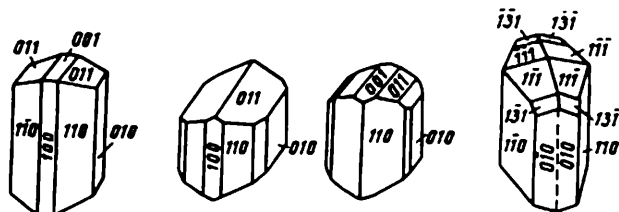


Fig. 322. Cristaux de hornblende. A droite, macles suivant $\{100\}$.

1. *Hornblende basaltique*, généralement de couleur brune (en lame mince). Se rencontre dans des roches ignées effusives. Se distingue par la teneur élevée en sesquioxydes, particulièrement en Fe_2O_3 et TiO_2 (jusqu'à 2-3 %).

2. *Ouralite*. C'est une hornblende pseudomorphe de pyroxène. Cette variété revêt extérieurement la forme des cristaux de pyroxène (augite ou diopside).

Le clivage prismatique, observé en lame mince au microscope dans les coupes transversales, est inégal. Le processus de l'ouralitisation des pyroxènes se présente très fréquemment dans la nature.

Caractères distinctifs. Pour la hornblende ordinaire ils sont les suivants : cristaux reconnaissables à leur aspect extérieur et à l'angle entre les plans de clivage (124°), à leur couleur généralement foncée, verte ou brune, et, au microscope, à leurs propriétés optiques.

Examinée au chalumeau fond difficilement en un verre vert foncé. N'est pas attaquée par les acides, mais se décompose après fusion préalable.

Origine et gisements. La hornblende ordinaire est un minéral typique de nombreuses roches ignées intrusives moyennement basiques : syénites, diorites, granodiorites, etc. Elle est rarement rencontrée comme minéral primaire dans les masses effusives qui se sont épanchées à la surface terrestre, et alors seulement dans des variétés alcalines.

Sous forme de très gros grains cristallins ou de cristaux, elle existe dans des *pegmatites de gabbros*, qui sont relativement rares. La montagne *Sokolinaïa* (Nord de l'Oural) possède, dans des filons pegmatitiques, de beaux cristaux de hornblende qui atteignent

0,5m de long. Les roches à hornblende sont quelquefois le fait de métasomatoses dues à l'action de pegmatites acides sur des roches ignées ultrabasiques.

La hornblende est largement répandue dans des roches *métamorphiques* où elle apparaît comme l'élément essentiel de ce qu'on nomme amphibolites ou de schistes et gneiss à amphibole. Les amphibolites, composées de hornblende et de plagioclase, sont dans bien des cas dues au métamorphisme de roches basiques, notamment de gabbros.

L'action postérieure des processus hydrothermaux aboutit, dans certains cas, à la transformation de la hornblende en serpentine, chlorite, épidote avec calcite et quartz.

Lorsqu'elle est soumise à l'altération, elle se décompose, au même titre que tous les silicates ferromagnésiens (par exemple le pyroxène), et se transforme en nontronite, carbonates et, dans la zone superficielle, en limonite avec opale, halloysite etc.

GLAUCOPHANE — $\text{Na}_2(\text{Mg,Fe})_3\text{Al}_2[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH,F}]_2$. De composition variable. Contient également Fe_2O_3 , CaO , etc. On note des variétés intermédiaires, passant à l'actinolite et à la hornblende.

Système monoclinique. Observée en grains allongés, ou en agrégats bacillaires, radiés, fibreux d'un bleu grisâtre, bleu vif ou noir bleuâtre. **Trait** gris bleuté. **Eclat** vitreux. Pour la variété la plus pure, sans trace de fer : $Ng = 1,639$, $Nm = 1,638$ et $Np = 1,621$.

Dureté 6,0-6,5. **Clivage** suivant le prisme {110}. **P. sp.** 3,1-3,2. Au chalumeau, fond facilement en un verre vert. Colore la flamme en jaune (comme toutes les amphiboles sodiques riches en sodium). N'est pas attaquée par les acides.

La glaucophane se rencontre dans certains schistes cristallins (à glaucophane, à mica, etc.), associée à de l'albite, des chlorites, de l'épidote, du quartz, etc. Pour l'U.R.S.S., sa présence a été signalée à Krivoï Rog, dans les schistes à magnétite et amphibole de la chaîne de Kalbin (Kazakhstan Oriental), dans la presque île d'Apcheron (mer Caspienne, R.S.S. d'Azerbaïdjan), etc.

ARFVEDSONITE — $\text{Na}_3(\text{Mg,Fe})_4(\text{Fe,Al})[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH,F}]_2$. **Système monoclinique.** Se rencontre sous forme de cristaux columnaires ou en masses bacillaires ou globulaires de couleur noire. Transparence faible, même en lame mince. **Trait** foncé, d'un gris bleuté. $Ng = 1,686$ - $1,708$ et $Np = 1,676$ - $1,695$.

Dureté 5,5-6. **Clivage** prismatique suivant {110}. **P. sp.** 3,44-3,46. Au chalumeau, fond facilement en un globule magnétique. Inattaquable aux acides.

Observée dans des roches ignées riches en alcalis, souvent dans des syénites néphéliniques, associée à de la sodalite, de l'eudyalite, etc. Dans des pegmatites, certains cristaux atteignent quelquefois jusqu'à 20 cm. En U.R.S.S., elle est répandue dans la région de Marioupol (Ukraine) et ailleurs.

ANTHOPHYLLITE — $(\text{Mg}, \text{Fe})_7[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2 [\text{OH}]_2$. **Composition chimique.** A en juger par les résultats des analyses chimiques, il existe une série isomorphe de mélanges de variétés ferromagnésiennes. On n'a toutefois pas observé jusqu'ici dans la nature de variété purement ferreuse, pas plus que de variété purement magnésienne.

Système orthorhombique. Aspect des cristaux. Les cristaux, rares, ont un faciès prismatique. D'ordinaire, on les observe en masses compactes, fibroradiées, bacillaires, éventuellement fibreuses.

Couleur grise, brunâtre ou jaunâtre, ou vert brunâtre, ou encore brun rougeâtre. **Eclat** vitreux. $N_g = 1,625-1,698$ et $N_p = 1,605-1,668$.

Dureté 5,5-6. **Clivage** suivant le prisme $\{110\}$ parfait avec angle de $125^\circ 37'$. **P. sp.** 2,8-3,2.

Au chalumeau, fond difficilement. Ne se décompose pas dans les acides. Chauffée au-dessus de 400° , se transforme en une variété monoclinique; n'est donc stable qu'à température relativement basse. Notons, à titre de curiosité, qu'à une température de l'ordre de $1\,000^\circ$, elle se transforme en enstatite comme le montrent les études aux rayons X. En effet, OH étant éliminé aux températures élevées, les chaînes doubles de tétraèdres SiO_4 se transforment en chaînes simples.

Gisements. Minéral essentiel de certains schistes cristallins. Pour l'U.R.S.S., elle est décrite aux environs de l'usine Mramorski dans la région de Sverdlovsk (Oural), etc.

C. SILICATES FORMANT DES CHAÎNES ANIONIQUES $[\text{Si}_3\text{O}_9]_\infty$

Groupe de la wollastonite

Ce groupe de minéraux était désigné autrefois sous le nom de « pyroxénoides » ou « pyroxènes tricliniques ». Leurs formules chimiques empiriques étant analogues à celles de pyroxènes, on les considérait comme des métasilicates. Pourtant, leur structure et certaines de leurs propriétés les différencient essentiellement des pyroxènes.

WOLLASTONITE — $\text{Ca}_3[\text{Si}_3\text{O}_9]$ ou CaSiO_3 . Dédiée au chimiste W. Wollaston (1766-1828).

Composition chimique. $\text{CaO} = 48,3 \%$, $\text{SiO}_2 = 51,7 \%$. On décele quelquefois du FeO (jusqu'à 9 %), et, en très petites quantités, des traces de Na_2O , MgO et Al_2O_3 .

Système triclinique; pinacoïde. Gr. sp. $P\bar{1}(C_1)$. $a_0 = 7,88$; $b_0 = 7,27$; $c_0 = 7,03$; $\alpha = 90^\circ$; $\beta = 95^\circ 16'$; $\gamma = 103^\circ 25'$. **Structure cristalline.** Selon les études de N. Bélov et K. Mamédov, et contrairement à ce que pensait Barnik, dans la structure cristalline de la wollastonite le radical anionique est formé d'une chaîne uni-

que $[\text{Si}_3\text{O}_9]_n$, dans laquelle deux tétraèdres $[\text{SiO}_4]$ ont leurs ions oxygène actifs dirigés vers un côté de l'axe, tandis que le troisième tétraèdre $[\text{SiO}_4]$ qui alterne avec eux est tourné vers le côté opposé (fig. 323). Les particularités du schéma proposé s'accordant fort bien avec les propriétés des minéraux de ce groupe, telles que le clivage, responsable de la forme tabulaire des fragments, ou la structure fibreuse des agrégats, souvent observée, etc.

Aspect des cristaux. La wollastonite se présente en cristaux tabulaires (fig. 324), souvent allongés suivant l'axe b . C'est le

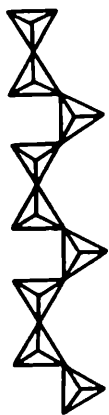


Fig. 323. Alignement en chaîne d'anions $[\text{Si}_3\text{O}_9]_\infty$ du type de la wollastonite (schéma).

pinacoïde $\{001\}$ qui reçoit un développement préférentiel; $\{100\}$ est développé à un degré moindre, ainsi que les faces des prismes $\{110\}$, $\{101\}$, etc. Macles suivant (100) et (001) . **Etat d'agrégation.** En masses lamellaires, fibroradiées ou bacillaires, verruqueuses, plus rarement fibreuses avec disposition en fibres parallèles ou réticulées.

Couleur. Blanc tirant sur le gris, ou le rouge, plus rarement rouge sang de

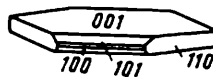


Fig. 324. Cristal de wollastonite.

bœuf. On rencontre également des variétés absolument incolores et transparentes. Eclat vitreux, quelquefois avec reflet nacré sur les plans de clivage. $N_g = 1,631$, $N_m = 1,623$ et $N_p = 1,616$.

Dureté 4,5-6. **Clivage** parfait suivant $\{100\}$ et suivant $\{001\}$ moyen avec un angle de 74° ; dans d'autres directions, imparfait. **P. sp.** 2,78-2,91.

Caractères distinctifs. En masses compactes, dans des calcaires métamorphisés par contact, on la reconnaît généralement à sa couleur blanche ou d'un blanc grisâtre, aux agrégats en bâtonnets rayonnants, au clivage et à la paragenèse de minéraux d'origine pyrométasomatique (grenats, diopside, etc.).

Au chalumeau, fond difficilement. Se dissout complètement dans HCl , avec formation de silice.

Origine et gisements. On la rencontre principalement dans des calcaires marmorisés, ayant subi l'action d'un magma acide, ou dans des xénolites calcaires recristallisés dans des roches ignées. On observe dans son cortège des grenats calciques, du diopside, de l'idocrase et d'autres minéraux des zones de skarns. C'est ainsi

qu'on l'a trouvée dans les mines *Tourinskié* (Oural du Nord), dans certains gîtes métallifères pyrométasomatiques de *Minoussinsk*, etc. Il faut mentionner ici les masses énormes (de l'ordre de quelques milliers de m³) de wollastonite aux environs de *Santa Fé* au Mexique, phénomène d'une rareté exceptionnelle. Elle a également été observée, en cristaux, dans des produits d'éruption de la Somma du Vésuve.

La wollastonite se rencontre également dans des schistes cristallins calcaires, métamorphisés, en profondeur.

Les roches de wollastonite pure sont utilisées pour la fabrication de « laine minérale », très blanche, d'une grande résistance et à très longues fibres. La fusion a lieu dans des fours électriques.

RHODONITE — (Mn,Ca)SiO₃. Du grec « rhodon », rose.

Composition chimique (en %) : MnO = 30,0-46,0. FeO = 2-12, CaO = 4-6,5 (on n'en trouve pas davantage dans les échantillons naturels, ce qui la distingue de la bustamite CaMn[SiO₃]₂), SiO₂ = 45-48. On note la présence de FeO, de traces d'alcali et de Al₂O₃.

Système triclinique ; pinacoïde. **Aspect des cristaux.** Les cristaux sont assez rares et se rencontrent dans des cavités ; d'ordinaire ils sont malformés, avec des faces rugueuses et des arêtes arrondies. Néanmoins, l'académicien Kokcharov a pu décrire des cristaux dont le nombre des formes s'élevait à 40. Le plus souvent on rencontre des cristaux tabulaires, isométriques, plus rarement prismatiques. **Etat d'agrégation.** Le plus souvent en masses homogènes, compactes ou granulaires.

Couleur. D'un rose très typique, parfois gris rosé. **Eclat** vitreux, avec reflet nacré sur les plans de clivage. $N_g = 1,730$, $N_m = 1,726$ et $N_p = 1,721$.

Dureté 5-5,5. **Clivage** parfait suivant {110} et { $\bar{1}\bar{1}0$ }, moins parfait suivant {001}. **P. sp.** 3,40-3,75.

Caractères distinctifs. En masses compactes, se reconnaît à sa couleur rose. Pour les échantillons plus ou moins touchés par l'oxydation, des veinules noires d'hydroxydes de manganèse (vernadite pour la plupart) sont très caractéristiques.

Examinée au chalumeau, dans une flamme oxydante, la rhodonite brunit, puis noircit (oxydation du manganèse). Dans la flamme réductrice elle fond en un verre rouge ou brun. Avec du borax et du sel de phosphore elle présente la réaction de Mn. Dans HCl, elle se dissout lentement et donne une poudre blanche de silice.

Origine et gisements. Minéral de température relativement basse, la rhodonite se rencontre quelquefois dans des gisements *hydrothermaux* ou *pyrométasomatiques*, associée à de la rhodochrosite, de la bustamite ou à d'autres minéraux manganifères, et quelquefois à des sulfures de Mn, Zn, Pb, etc.

En grandes masses ne se forme que par *métamorphisme régional* des assises sédimentaires à minerais de manganèse, au dépens d'oxydes ou de carbonates de manganèse et d'opale ou de quartz. On

observe presque toujours, en paragenèse avec la rhodonite, des concentrations de bustamite, presque indiscernables à l'œil nu, souvent des masses de grenats manganifères jaunes et de carbonates de manganèse.

Soumise à l'altération, la rhodonite s'oxyde très facilement et forme alors des enduits, des croûtes et des veinules noires d'hydroxyde de manganèse. Le manganèse bivalent passe directement à la forme tétravalente. Il suffit d'une année pour que la surface fraîche de blocs de rhodonite rose se couvre d'un enduit noir et brillant de vernadite.

Le meilleur gisement de rhodonite, en U.R.S.S., se trouve dans l'Oural. Dans le passé, on en avait extrait un grand nombre de blocs monolithes ayant servi à la fabrication d'objets d'ornement de dimensions variées dont un grand nombre est conservé dans des musées. Des gisements analogues de minerais de manganèse sédimentaires métamorphisés, mais de dimensions moindres, se trouvent dans beaucoup d'endroits de la *région de Magnitogorsk* (Oural), au milieu de jaspes rouges, de tuffites et autres roches sédimentaires métamorphisées; les zones d'oxydation sont riches en minerai de manganèse; ce minerai est utilisé en sidérurgie.

Importance pratique. Les roches massives composées entièrement de rhodonite sont utilisées comme pierre d'ornement; elle fournit un excellent matériau pour la confection de vases, garnitures de cheminées, tables de bureau, revêtements de colonnes, etc. Ainsi, une des stations du métropolitain de Moscou en est entièrement revêtue.

Sous-classe D

SILICATES A COUCHES CONTINUES DE TÉTRAÈDRES SiO_4 (PHYLLOSILICATES)

Nous allons étudier ici les silicates phylliteux à faciès micacé, se présentant en réseaux cristallins hexagonaux ou pseudo-hexagonaux, de texture foliacée (fig. 325).

Le trait caractéristique de ces minéraux est que dans leur composition entre toujours l'hydroxyle OH, souvent associé à F, comme c'est également le cas pour le groupe des amphiboles. Parmi les cations qui, avec les groupes hydroxyles, sont directement liés aux couches de tétraèdres SiO_4 , les plus courants sont Mg^{2+} et Al^{3+} , et leurs remplaçants éventuels Fe^{2+} , Ni^{2+} , (Mn^{2+}), Li^+ et partant, Fe^{3+} , plus rarement Cr^{3+} , V^{3+} . En outre, de nombreux minéraux, dans l'édifice desquels les tétraèdres SiO_4 ont été remplacés en partie par AlO_4 , comprennent de gros cations complémentaires: K^+ , Na^+ , Ca^{2+} , ainsi que des molécules d'eau. (Tous, comme on le montrera plus loin, se disposent en jouant le rôle de lien, entre les paquets de couches de tétraèdres SiO_4 et les ions qui leur sont directement associés.)

Les propriétés physiques des minéraux micacés sont évidemment en rapports étroits avec les caractères de leurs structures cristallines. L'arrangement des plans réticulaires se reflète dans le faciès des cristaux dont la symétrie est très voisine de l'hexagonale, dans les propriétés optiques, proches de celles des minéraux uniaxes.

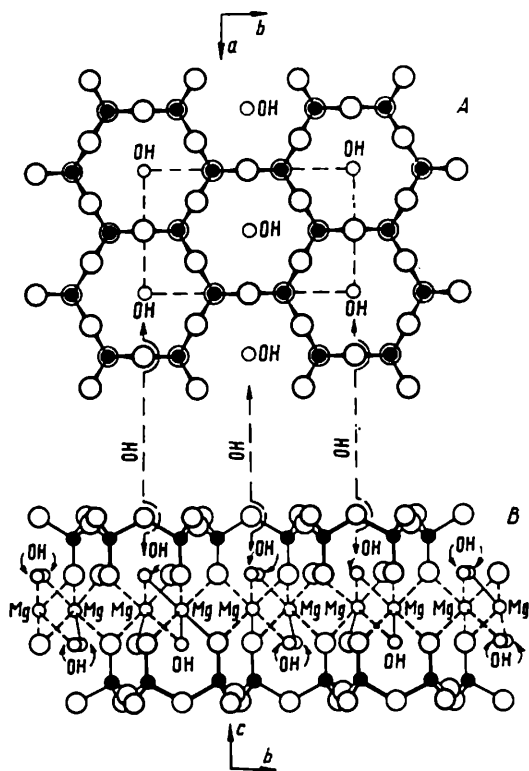


Fig. 325. Réseau hexagonal de groupes SiO_4 constituant une couche continue (A). En bas (B), vue de côté de l'édifice cristallin, composé de deux feuillets de groupes SiO_4 , et d'un feuillet de $\text{Mg}(\text{OH})_2$ intercalé entre les deux premiers. Il est caractéristique que dans les deux premiers feuillets les sommets des tétraèdres SiO_4 se regardent mutuellement.

sur les figures de percussion et de pression qui apparaissent sur les plans de clivage. La propriété remarquable de ces minéraux de se débiter en minces feuillets s'explique par l'arrangement en couches de leur édifice cristallin. Le degré d'élasticité des feuillets n'est pas le même pour les différents groupes de minéraux et est fonction de la composition chimique qui se répercute sur les détails de l'arrangement des motifs cristallins. Ce problème mérite une plus ample étude. Prenons pour exemple le réseau cristallin du talc $\text{Mg}_3[\text{Si}_4\text{O}_{10}] [\text{OH}]_2$.

La formule de la couche de tétraèdres SiO_4 s'exprime, pour tous les minéraux d'apparence micacée, comme nous le savons déjà, par le radical $[\text{Si}_2\text{O}_5]_\infty$, les extrémités actives de tous les tétraèdres (fig. 326) étant orientées dans la direction commune. Deux couches à texture hexagonale se regardant mutuellement par leurs côtés actifs sont associées en une plaque plane, grâce à une couche de « brucite » de $\text{Mg}[\text{OH}]_2$, s'intercalant entre elles (fig. 327) et neutralisant la charge négative globale des deux couches de $[\text{Si}_2\text{O}_5]^{2-}$.

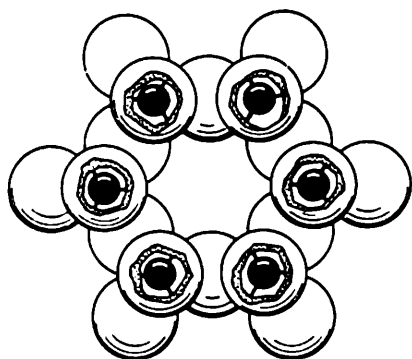


Fig. 326. Anneau hexagonal de tétraèdres SiO_4 en plan. Les sommets des tétraèdres aux ions oxygène actifs sont tournés vers l'observateur. Les boules noires représentent les ions Si^{4+} (entourées de quatre ions oxygène).

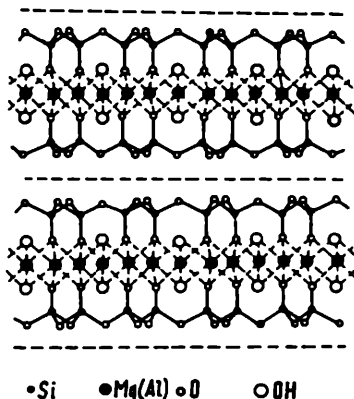
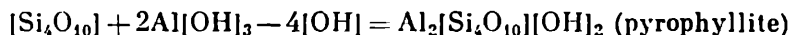


Fig. 327. Structure cristalline du talc (ou de la pyrophyllite).

La charge positive de la couche de « brucite » est due au fait qu'en s'insérant dans l'édifice cristallin, elle perd pour ainsi dire une partie des hydroxyles (dont la place est prise par les ions oxygène actifs des radicaux $[\text{Si}_2\text{O}_5]$). La formation d'une telle plaque peut être représentée par le schéma suivant :



La couche de « brucite » peut être remplacée par une couche d'« hydrargillite », $\text{Al}[\text{OH}]_3$. Dans ce cas, nous aurons, de même :



Aussi bien dans l'édifice cristallin du talc que dans celui de la pyrophyllite, ces plaques possèdent une liaison interne extrêmement solide, presque entièrement compensée. Par conséquent, de telles plaques sont liées les unes aux autres par des forces résiduelles de Van der Waals très faibles. (Sur les côtés plans externes des plaques, les ions oxygène de chaque tétraèdre SiO_4 sont reliés

à deux ions Si, et il ne reste donc plus de liaison active covalente qui permette d'assurer une jointure solide des plaques entre elles.) C'est là l'explication de la très faible dureté du talc et de la pyrophyllite, ainsi que de la grande facilité qu'ils possèdent de se débiter en lamelles flexibles mais non élastiques.

Dans ceux des minéraux dont une partie des ions Si^{4+} a cédé la place aux ions Al^{3+} tétracoordonnés comme eux, on observe déjà un changement notable. La substitution d'un ion Al^{3+} à un ion Si^{4+} provoque, comme cela se produit également dans les amphiboles, l'accroissement dans le radical de la charge négative qui augmente d'une unité. Il en résulte une activation des parois externes des plaques planes. Pour neutraliser cette nouvelle charge, dans l'espace *entre les plaques* se logent de gros cations K^+ *monovalents* qui ne peuvent s'insérer que dans de grandes « lacunes », face aux centres des anneaux hexagonaux (bitrigonaux selon la nomenclature de N. Bêlov), dans les couches de SiO_4 où ils sont entourés de 6 anions, et non pas de douze, comme on l'admettait auparavant. Le résultat en est une soudure relativement solide des plaques entre elles. Il en découle que la dureté de tels minéraux (des micas typiques) est bien plus élevée que celle du talc, les minces lamelles exfoliées sont élastiques, c'est-à-dire qu'elles peuvent, après avoir été pliées, revenir à leur position antérieure.

Lorsqu'on substitue, dans un de ces radicaux, deux ions de Al^{3+} à deux ions Si^{4+} , sa charge négative s'accroît jusqu'à 2. Dans ce cas, elle peut être compensée par un cation *bivalent*, par exemple Ca^{2+} dont les ions (plus petits) se logent en d'autres endroits que ceux de K. Ce fait, c'est-à-dire la *solidité accrue de la liaison entre les plaques*, modifie fondamentalement les propriétés des minéraux micacés : la dureté s'accroît, le minéral se débite en lamelles plus difficilement, les lamelles sont cassantes, et c'est pour cette raison que ce groupe de minéraux a reçu le nom de « micas fragiles » (micas durs).

Pour les minéraux de la sous-classe étudiée, le problème des substitutions isomorphes présente un intérêt particulier. Outre les substitutions isovalentes des ions Fe^{2+} , Ni^{2+} , etc., aux ions Mg^{2+} , ou Fe^{3+} , Cr^{3+} , etc., aux ions Al^{3+} , il arrive couramment que les ions d'autre valence s'introduisent, mais en quantités telles que la charge globale reste inchangée. Par exemple, 2Al^{3+} peuvent se substituer à 3Mg^{2+} . En fait, une telle substitution devrait s'effectuer « par bonds » ($\text{Mg}_{12}-\text{Mg}_5\text{Al}_2-\text{Mg}_6\text{Al}_4-\text{Mg}_3\text{Al}_6-\text{Al}_9$), mais, dans la pratique, les analyses chimiques n'ont pas permis d'enregistrer ces changements par bonds. Il faut noter qu'une telle substitution des ions se produit dans les couches de plaques à « brucite-hydrargillite » et il y apparaît une case vacante lorsque 2 ions Al^{3+} remplacent trois ions Mg^{2+} . Au cours de cette substitution les propriétés physiques restent inchangées, à l'exception du poids spécifique et des propriétés optiques. De tels changements dans la

composition chimique de ces minéraux constituent un *caractère capital* qui est à la base de leur classification.

Dans certains de ces minéraux micacés entre les plaques à faible liaison résiduelle s'insèrent, comme nous allons le voir, des paquets plans de « brucite-hydrargillite » (dans des chlorites) et quelquefois des couches de molécules de H_2O (dans des hydromicas et des composés semblables). Comme dans tous les minéraux hydratés, les molécules de H_2O doivent avoir, pour des raisons cristallochimiques, une disposition rigoureusement orientée.

1. Groupe du talc-pyrophyllite

Ce groupe est représenté par deux minéraux, très typiques par leurs propriétés physiques, et qui constituent, selon toute vraisemblance, les termes extrêmes d'une série isomorphe particulière.

Comme nous venons de l'indiquer, les structures cristallines de ces minéraux sont extrêmement voisines, à cette différence près que dans l'édifice du talc les cations Mg^{2+} occupent toutes les cases hexacoordonnées entre deux couches en réseaux hexagonaux $[Si_4O_{10}]$, tandis que dans l'édifice de la pyrophyllite les cations Al^{3+} n'en occupent que les deux tiers. Pour les variétés plus rares à composition intermédiaire (par exemple, la pyrophyllite à 30 % environ de molécules de talc), nous avons tout lieu d'admettre une intercalation périodique de plaques magnésiennes ou alumineuses en fonction de la composition générale.

A l'opposé de nombreux groupes de minéraux de la sous-classe que nous sommes en train d'étudier, la substitution isomorphe de Fe^{2+} et Ni^{2+} à Mg^{2+} , ainsi que celle de Fe^{3+} à Al^{3+} dans la série talc-pyrophyllite n'a été établie jusqu'à ce jour que de façon très limitée. Certaines propriétés physiques que ces minéraux ont en commun font qu'ils sont fréquemment confondus.

TALC — $Mg_3[Si_4O_{10}](OH)_2$ ou $3MgO \cdot 4Si_2O \cdot H_2O$. Nom ancien donné par les Arabes à ce minéral.

Composition chimique. $MgO = 31,7\%$, $SiO_2 = 63,5\%$, $H_2O = 4,8\%$. D'ordinaire, une partie de MgO est remplacée par FeO (jusqu'à 2-5 %). En outre, on note assez souvent la présence de Al_2O_3 (jusqu'à 2 %), très rarement celle de quantités négligeables (quelques dixièmes de pour cent) de NiO .

Système monoclinique. Gr. sp. $C2/c$ (C_{2h}^6). $a_0 = 5,26$; $b_0 = 9,10$; $c_0 = 18,81$; $\beta = 100^\circ 00'$. Il est très rarement observé en cristaux tabulaires, de l'apparence hexagonale ou orthorhombique qui, d'ailleurs, ne se prêtent pas à des mesures. **Etat d'agrégation.** En masses souvent compactes, écailleuses, feuilletées, appelées aussi stéatite, saponite ou pierre ollaire.

Couleur. Vert pâle (pour les masses à grosses lamelles), ou blanc avec reflet jaunâtre, brunâtre, verdâtre, quelquefois très intense.

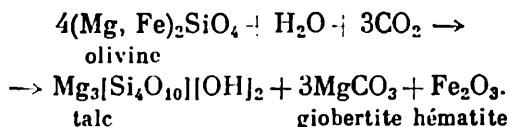
Les lamelles minces sont transparentes ou translucides. Eclat vitreux avec reflet nacré. $N_g = 1,575-1,590$ et $N_p = 1,538-1,545$.

Dureté de l'ordre de 1. Toucher onctueux. Les lamelles sont flexibles, mais non élastiques. Clivage parfait suivant {001}. Sur les lamelles de clivage on peut produire des figures de choc à six rayons montrant souvent des directions de clivage, parallèles aux lignes de choc. Se morcelle, en conséquence, en fragments orthorhombiques ou hexagonaux. P. sp. 2,7-2,8. **Autres propriétés.** Mauvais conducteur thermique et électrique. Réfractaire. La fusion du talc ne s'observe qu'à $1\,300-1\,400^\circ$.

Caractères distinctifs. Facile à reconnaître à sa dureté peu élevée, au toucher onctueux, à la coloration claire et au clivage parfait des variétés foliacées. Mais seules les réactions chimiques permettent de la distinguer de la pyrophyllite, surtout lorsqu'il s'agit de masses cristallines minces.

Examiné au chalumeau blanchit, s'effrite et fond difficilement sur les bords en un émail blanc. Acquiert, après calcination, une grande dureté (de l'ordre de 6). N'est pas attaqué par les acides, même après chauffage. Devient rose pâle (ce qui le différencie de la pyrophyllite) avec une solution de nitrate de cobalt après calcination.

Origine et gisements. Dans la majorité des cas, le talc se présente comme un *produit de modification hydrothermale* de roches ultrabasiques, riches en magnésie. Dans ces cas, il est généralement associé à des grains résiduels de chromospinellides et des néoformations de carbonates de magnésium (breunnérite, giobertite) ou quelquefois de calcium. Les métacristaux de néoformation d'hématite ou de magnétite et plus rarement d'apatite sont également typiques. A en juger d'après la paragenèse des minéraux, la formation du talc à partir des silicates de magnésium a lieu en présence d'eaux thermales chargées de gaz carbonique, selon le schéma :

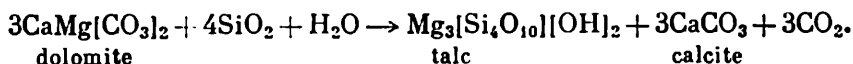


La présence d'hématite indique que la réaction s'effectue en milieu oxydant. Dans un milieu réducteur, il se forme de la magnétite et de la breunnérite, et le talc lui-même renferme une certaine quantité de FeO.

Prenons pour exemple le gisement de stéatite Chabrovskoïé (près de Sverdlovsk), connu depuis les années vingt du siècle passé. Son origine est due à l'action, sur des serpentinites, d'eaux thermales riches en CO_2 et liées génétiquement à des intrusions granitiques plus récentes. Cette action fut à l'origine de roches fort diverses, quant à leur composition : talcochlorites, souvent avec des cristaux

de tourmaline ou de magnétite, et avec des grains d'épidote, d'apatite, etc.; roches à pyroxène, grenats, épidote, formées à la suite d'un apport de silice et de composés volatils; roches talco-carbonatées avec hématite et magnétite; roche à talc, chlorite et actinolite, etc. Du talc à grosses lamelles se rencontre souvent en veinules et filons recoupant des roches à talc.

Les gisements de talc sont liés à des processus pyrométasomatiques. Ils se forment au stade hydrothermal, le long du contact des dolomies et des roches intrusives. Dans ces cas-là, le talc, remarquable par sa pureté et sa haute qualité, forme des lentilles. Selon toute évidence, le processus de sa formation suit le schéma :



On connaît au *Canada* (Madoc) de très importants gisements, liés à des roches carbonatées. Ces mines de talc, à l'aspect de lentilles, fournissent un minéral foliacé, blanc comme neige, gris clair ou brun, avec des traces de carbonates (calcite et dolomite), de trémolite, etc.

Importance pratique. Largement utilisé dans l'industrie, le talc est, dans la majorité des cas, réduit en poudre (la poudre de talc), et quelquefois grossièrement morcelé.

Finement pulvérisé, il sert de charge dans les industries du papier et du caoutchouc où il augmente le volume du matériau sans pour autant diminuer ses propriétés utiles. Les variétés pures, sans trace de fer, sont employées en parfumerie (pour la fabrication de poudre, de crèmes, de pâtes). Dans l'industrie des colorants, on l'utilise pour la fabrication de colorants résistant au feu et à la lumière; on en fait aussi des crayons tendres pour écrire sur le verre, les tissus, le métal. Dans l'industrie textile, on utilise les qualités d'adsorption de la poudre de talc pour blanchir le coton brut, enlever des taches, etc. Dans l'industrie céramique, la poudre de talc est utilisée pour la fabrication d'isolants électriques (haute tension), des glaçures et vernis, de récipients inattaquables aux acides et aux alcalis, de tuyaux de canalisation, etc.

La pierre de talc qui, d'ordinaire, renferme des impuretés minérales (pour la plupart, des carbonates et des chlorites) s'emploie sous forme de briques, de dalles, etc. Les pierres de talc, riches en magnésite, sont particulièrement réfractaires. Elles sont utilisées pour le revêtement de fours sidérurgiques, de chaudières de locomotives, etc. On peut enfin obtenir, à partir des pierres pulvérisées, du talc pur, concentré par flottation.

PYROPHYLLITE — $\text{Al}_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_2$ ou $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$. De « pyros » en grec — feu, « phullon » — feuille. Ce nom lui a été donné à cause de l'aptitude de ce minéral à se débiter en feuillets très

minces au chalumeau. Il a été décrit, en tant qu'espèce minérale, pour la première fois par R. Herman (1829), dans le gîte aurifère Bérézovskoïé (Oural).

Composition chimique. $\text{Al}_2\text{O}_3 = 28,3 \%$, $\text{SiO}_2 = 66,7 \%$, $\text{H}_2\text{O} = 5,0 \%$. La teneur de ces composés varie dans d'assez larges limites. On constate la présence d'impuretés suivantes: MgO (jusqu'à 9 % et sans doute davantage), FeO (jusqu'à 5 %), Fe_2O_3 et, en quantités infimes, CaO , alcalis et oxyde de titane.

Système monoclinique. Gr. sp. $C2/c$ (C_{2h}^2) ou Cc (C_s^1). $a_0 = 5,14$; $b_0 = 8,90$; $c_0 = 18,55$; $\beta = 99^\circ 55'$. On ne rencontre pas de cristaux susceptibles d'être mesurés. Le minéral est généralement répandu sous forme de lamelles assemblées en masses radiées ou de roche compacte crypto-écailleuse, appelée *agalmatolite* ou *pagodite*, du mot grec « agalma » — statue et du mot « pagode » — temple bouddhique. C'est dans cette pierre-là qu'étaient sculptées les figurines des idoles chinoises.

Couleur. Blanc avec reflet jaune ou vert pâle, souvent semi-transparent. **Eclat** vitreux avec reflet nacré pour les agrégats lamellaires. $N_g = 1,600$, $N_m = 1,588$ et $N_p = 1,552$.

Dureté environ 1. Toucher onctueux. Les lamelles minces sont flexibles, mais non élastiques. **Clivage** parfait suivant $\{001\}$. P. sp. 2,66-2,90.

Caractères distinctifs. Très faible dureté, coloration claire, éclat nacré ou scintillant. Pour distinguer la pyrophyllite du talc, il faut avoir recours à des analyses chimiques ou à la réaction au nitrate de cobalt. Il n'est pas exclu qu'on la prend souvent pour du talc. On connaît des cas où des gisements de pyrophyllite étaient prospectés, à première vue, pour du talc.

Ne fond pas au chalumeau. Se divise en minces lamelles et passe à une masse blanche comme neige. Calcinée en tube fermé, elle perd l'eau, à température élevée, et prend un reflet argenté. N'est pas attaquée par les acides. Avec une solution de $\text{Co}[\text{NO}_3]_2$ se colore après calcination en bleu (présence de Al).

Origine et gisements. Se rencontre dans certains filons *hydrothermaux* en qualité de minéral de basse température, associé à du quartz, des carbonates, de l'hématite et à d'autres minéraux, dus à l'altération hydrothermale de roches ignées généralement acides.

Est également répandue dans certains schistes métamorphiques riches en alumine, où elle forme souvent des masses notables. Il existe également des pseudomorphoses de pyrophyllite en andalousite, disthène, muscovite et autres silicates d'aluminium et d'aluminosilicates dues, sans aucun doute, à des altérations hydrothermales postérieures.

Des agrégats de pyrophyllite, remarquables par leur couleur vert pâle et leur éclat nacré, se rencontrent dans les filons quartzeux, en étoiles ou en lamelles rayonnantes (voir fig. 39), au sein de roches à pyrophyllite et carbonates, dans l'Oural. La pyrophyllite y a été

observée en bordure des filons constitués à l'intérieur par du quartz. Elle a également été rencontrée en masses compactes et foliacées aux environs de la ville de Miass (Oural du Sud).

La Chine possède de très importants gisements d'agalmatolite. La pyrophyllite est également très répandue dans les Etats d'Arkansas, de Géorgie et de Caroline du Nord (U.S.A.) où existent des grandes concentrations de schiste à pyrophyllite. Au Brésil, on la trouve près de *Ouro-Preto* (Minas-Geraes), sous forme d'agrégats lamellaires, associée à la topaze. Il faut noter qu'en général la pyrophyllite est un minéral très fréquent.

Importance pratique. Sans les cas où elle forme des concentrations importantes de masses compactes, l'intérêt industriel est certain. Elle trouve une large utilisation dans l'industrie du papier, la céramique, la construction (en qualité de pierre réfractaire), l'électricité (comme isolant), l'industrie du caoutchouc (charge) et dans d'autres branches de l'industrie. Nous en avons parlé en détail plus haut (voir talc). Autrefois, ses variétés compactes, connues sous le nom d'« agalmatolite chinoise », fournissaient une matière première pour la confection de bibelots, statuettes, crayons d'ardoise, etc.

2. Groupe du mica

Les micas sont parmi les minéraux les plus répandus dans la nature. Souvent ils sont les constituants de diverses roches. Entrant dans la croûte terrestre pour environ 3,8 %, ils se trouvent dans leurs grandes masses dans les roches intrusives acides et les micaschistes cristallins.

La composition chimique des minéraux du groupe du mica est des plus instables. La substitution des cations les uns aux autres est un phénomène généralisé. Du point de vue chimique, ces minéraux constituent un groupe à part parmi les aluminosilicates. Leurs compositions typiques peuvent s'exprimer par les formules suivantes : $R'R_3[AlSi_3O_{10}][OH]_2$ ou $R'R_2[AlSi_3O_{10}][OH]_2$ où $R' = K$; $R'' = Al$, souvent Fe^{3+} , Mn^{3+} , et rarement Cr^{3+} , V^{3+} , dans certains cas Ti^{4+} ; $R'' = Mg$, souvent Fe^{2+} , Mn^{2+} , et également Li^{+1} , etc. L'ion Na^+ participe rarement en quantité notable à la composition des micas, tandis que Ca^{2+} et Ba^{2+} sont généralement absents. L'hydroxyle peut être remplacé par F (surtout dans des micas lithiques et magnésiens).

Nous constatons donc pour les micas des mélanges isomorphes très étendus où, d'une part, Fe^{2+} se substitue, comme il est normal, à Mg^{2+} , et Fe^{3+} à Al^{3+} , et d'autre part, apparaissent certainement des substitutions isomorphes hétérovalentes $Al^{3+}(Fe^{3+}) - Mg^{2+}(Fe^{2+})$.

¹ La substitution du lithium au magnésium a lieu avec l'introduction simultanée d'aluminium, selon le schéma : $3Mg^{2+} \rightarrow Li_1^{+} + Al_1^{3+}$.

Toutes les espèces minérales du groupe des micas cristallisent dans le système monoclinique, mais leurs cristaux ont une apparence hexagonale. Les structures cristallines de ces minéraux sont typiquement lamellaires. Le comportement de Al dans les réseaux cristallins est particulièrement intéressant. Sur la base de l'étude des structures des micas que nous reprendrons plus loin, il découle que cet élément, sous forme de groupes de tétraèdres AlO_4 , ne participe que partiellement à la constitution de la trame du complexe anionique, en ne remplaçant que le quart des tétraèdres SiO_4 . L'excédent de Al cette fois hexacoordonné joue le rôle de cations en se substituant aux cations Mg. Il semble que, dans les micas riches en fer, Fe^{3+} ait un comportement analogue.

Les propriétés physiques des micas, dont la composition chimique est très variable, sont souvent analogues, car leurs structures cristallines sont de même type.

Les conditions de formation des micas dans la nature montrent certaines particularités. On n'en rencontre jamais dans des roches effusives formées à température élevée, en tant que produits de la phase magmatique initiale. Ils se forment dans des roches intrusives, acides et moyennes, en tant que minéraux de phases magmatiques tardives et postorogéniques, visiblement sous l'action d'agents très volatils (granites à muscovite, greisen). En gros cristaux, on rencontre les micas au milieu de pegmatites, quelquefois dans des gisements hydrothermaux, de wolfram, de molybdène, etc., formés à température élevée ou moyenne. Les micas sont aussi largement répandus dans de nombreuses roches métamorphiques, en particulier dans les schistes cristallins (gneiss, micaschistes, etc.).

D'après les particularités de leur composition chimique, les micas se subdivisent en trois sous-groupes, comme suit :

- 1) sous-groupe de la biotite (micas ferromagnésiens);
- 2) sous-groupe de la muscovite (micas à aluminium);
- 3) sous-groupe de la lépidolite (micas lithiques).

SOUS-GROUPE DE BIOTITE

Dans ce sous-groupe entrent les micas ferromagnésiens : phlogopite et biotite.

PHLOGOPITE— $KMg_3[Si_3AlO_{10}](F,OH)_2$ ou $K_2O \cdot 6MgO \cdot Al_2O_3 \times 6SiO_2 \cdot 2H_2O$ (en comptant F pour OH). Du mot grec « phlogopos » — couleur de feu. Synonyme : mica magnésien.

Composition chimique (en %) : $K_2O = 7,0-10,3$, $MgO = 21,4-29,4$, $Al_2O_3 = 10,8-17$ (d'après la formule devrait être 12,2), $SiO_2 = 38,7-45,0$ (devrait être, d'après la formule, 43,2), $H_2O = 0,3-5,4$, F jusqu'à 6. Notons, pour les impuretés, la présence de FeO (jusqu'à 9 %), BaO jusqu'à 2,5 % (baryophlogopite), Na_2O (jusqu'à 2 %), et également de Fe_2O_3 , quelquefois de MnO, CaO, Cr_2O_3 , NiO, etc.

Système monoclinique ; clinoprisme, sym. L^2PC . Gr. sp. $C/2c (C_{2h})$. $a_0 = 5,32$; $b_0 = 9,21$; $c_0 = 20,48$; $\beta = 100^\circ 12'$. Structure cristalline. Comme nous l'avons déjà indiqué, l'édifice cristallin des micas se caractérise par la présence de tétraèdres AlO_4 dans les couches de tétraèdres SiO_4 (dans la proportion de $Al : Si = 1 : 3$).

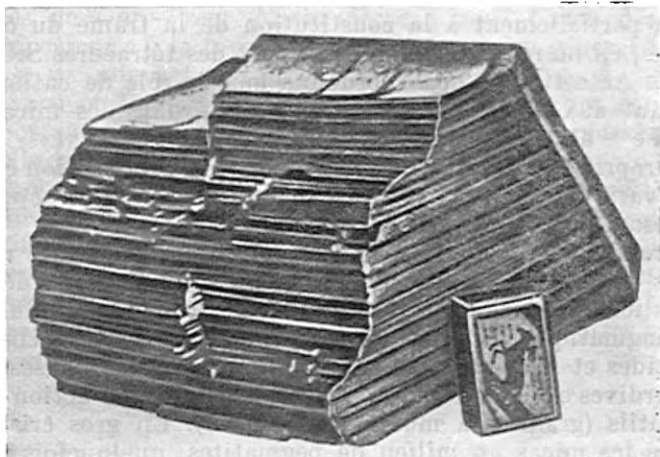


Fig. 328. Gros cristal de phlogopite.

Il apparaît donc entre les plaques à trois couches répondant à la formule $Mg_3[Si_3AlO_{10}][F, OH]_2$ une charge négative résiduelle, compensée par le cation monovalent K^+ (voir fig. 334, A). A la différence des autres micas dans la phlogopite à l'intérieur des plaques lamellaires, entre deux couches silico-alumineuses, dans les cases hexacoordonnées se logent des ions Mg . Aspect des cristaux. En tablettes (pseudo-hexagonal), en prisme court, quelquefois en pyramide tronquée. Les cristaux sont souvent de faciès grossier (fig. 328) et portent sur leurs faces latérales des stries parallèles bien nettes. Leur forme ne permet pas de les distinguer des cristaux de la biotite. Les macles sont fréquentes. Leur mode de formation peut être différent. Les plus habituelles sont celles dont l'axe de la macle se trouve dans le plan d'accolement (001) et est, de plus, perpendiculaire à l'axe c et à l'arête $(001) : (110)$ (fig. 329); par conséquent, le plan de macle est perpendiculaire au plan (001) et parallèle à la face $M \{110\}$. C'est ce que l'on nomme l'association du mica. Les triplets se groupent suivant le même type d'association avec un pinacoïde commun $\{001\}$. Dans de tels triplets les cristaux s'interpénètrent (fig. 330). On y observe souvent une texture palmée par rapport aux traces de jonction, qui trouve son explication dans les

fins plis rectilignes ou les stries grossières se disposant perpendiculairement à l'arête (110) : (001). Une autre association qui n'est pas typique aux micas est celle des chlorites; le plan de macle qui coïncide avec le plan d'accrolement est (001).

Etat d'agrégation. En plaques feuilletées, écailleuses.

Couleur. Brun jaunâtre ou rougeâtre de teintes claires; plus rarement incolore, argentée, quelquefois de nuance verdâtre; brun foncé, en plaques épaisses. Eclat vitreux, nacré sur les plans de clivage. $Ng = Nm = 1,565-1,606$, et $Np = 1,535-1,562$.

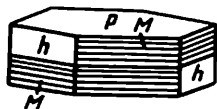


Fig. 329. Macle formée selon l'association du mica.

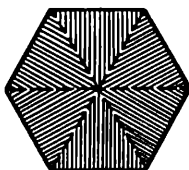


Fig. 330. Triplet formé selon l'association du mica.

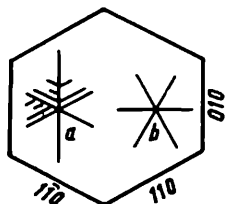


Fig. 331. Figure de percussion (a) et figure de pression (b) sur un plan de clivage du mica.

Dureté 2-3. Les lamelles minces sont élastiques. Clivage parfait suivant {001}; un clivage imparfait se dessine suivant {110} et {010} qui constituent des plans de glissement. Ces plans apparaissent nettement dans la *figure dite de percussion*, obtenue pour tous les micas sur le plan de clivage (001) en frappant avec un marteau d'un coup sec sur une aiguille émoussée, posée normalement sur ce plan. Le résultat se présentera comme un système de trois fissures qui divergent à partir du point qui a reçu le choc et qui tracent une figure évoquant une étoile à six branches (fig. 331). Deux des fissures sont presque exactement parallèles aux arêtes du prisme {110} tandis que la troisième fissure, la plus longue, est parallèle au plan de symétrie. Exerçons maintenant une pression, non pas au moyen d'une aiguille, mais d'une bille ou avec le bout arrondi d'une baguette cylindrique, sur une plaque épaisse, posée sur un support mou. Le résultat obtenu sera une *figure de pression*, c'est-à-dire une étoile à six branches dont les directions sont perpendiculaires aux arêtes (fig. 331). Comparées à celles de la figure de percussion, les directions des fissures sont décalées de 30° . Ces deux figures sont caractéristiques pour tous les variétés de mica. P. sp. 2,70-2,85. **Autres propriétés.** Possède une résistance ohmique spécifique très élevée et des propriétés d'isolant électrique.

Caractères distinctifs. Il serait à première vue impossible de distinguer la muscovite des variétés claires de la phlogopite si leurs constantes optiques n'étaient pas différentes: la phlogopite, comme les autres micas ferromagnésiens noirs, est uniaxe, alors que la

muscovite est nettement biaxe, et l'angle de ses axes optiques est grand. Une coloration plus claire différencie la phlogopite de la biotite.

Au chalumeau fond très difficilement (point de fusion 1 330°). Décomposée dans les acides, surtout dans H_2SO_4 .

Origine et gisements. La phlogopite est souvent observée dans des formations *pyrométasomatiques*, ainsi que dans les filons de pegmatites qui recoupent les calcaires dolomités ou d'autres roches magnésiennes, pauvres en silice et en fer (par exemple des serpentinites). Son cortège typique est constitué par du diopside, de la forstérite, du spinelle, de la dolomite, de la calcite, des feldspaths, des scapolites, etc.

Egalement fréquente dans des roches métamorphiques (schistes cristallins), elle y est généralement associée à des minéraux relativement pauvres en fer. En lame mince, elle peut être facilement prise pour de la muscovite si n'intervenaient les constantes optiques.

Prenons pour exemple les gisements de phlogopite de *Sliou-dianka* (région du lac Baïkal). L'ensemble complexe de schistes cristallins, de gneiss et de marbre est traversé ici par de nombreux filons de pegmatites et des formations métasomatiques qui sont en liaison génétique avec des intrusions granitiques. Les masses minérales qui renferment de la phlogopite sont, d'ordinaire, subordonnées à des gneiss à pyroxènes et amphiboles et sont souvent groupées. La structure de ces filons est assez complexe. Dans les roches latérales se développent (sans rapport apparent avec leur composition) des formations à diopside et phlogopite. Les gros cristaux de phlogopite s'associent, en règle générale, avec du diopside, des scapolites, de la calcite, de l'apatite, etc. Les cristaux ont fréquemment la forme de barillets, souvent terminés en pointe; certains peuvent atteindre 1,5 m de longueur. On distingue, d'après la coloration, les espèces suivantes: 1) incolore ou à reflet jaune; 2) blanc argenté, le plus souvent au milieu de calcaires; 3) couleur d'ambre — au milieu de gneiss aplitoïdes; 4) rouge cerise ou rouge ambré; 5) brun foncé, parfois avec reflet doré; 6) vert foncé et 7) presque noir, au sein de gneiss à pyroxène et hornblende ou à biotite. Soumises à l'altération, les phlogopites ferrifères deviennent plus claires et se colorent en bleu clair. Des inclusions de calcite, de scapolite et de diopside sont souvent observées au milieu de cristaux de phlogopite, tandis qu'on peut constater au microscope la présence de rutile, sous forme d'aiguilles extrêmement fines (sagénite), etc. Des gisements de phlogopite analogues sont également répandus dans la région de l'Aldan (Sibérie orientale).

Les gisements de la province d'*Ontario* (Canada) présentent, à peu de choses près, un aspect analogue en filons et nids irréguliers. La phlogopite s'y trouve associée à de la calcite, diopside et de l'apatite, en des proportions fort variables. Les cristaux peuvent atteindre un diamètre de 2 m. La couleur ambrée est la plus répan-

due. Des gisements du même type sont connus à *Madagascar*, à *Ceylan*, aux *Indes*, en *Corée*, etc.

Importance pratique. Les masses en gros cristaux présentent un intérêt économique. Pour l'utilisation, voir muscovite.

BIOTITE — $K(Mg, Fe)_3[Si_3AlO_{10}][OH, F]_2$ ou $K_2O \cdot 6(Mg, Fe)O \times Al_2O_3 \cdot 6SiO_2 \cdot 2H_2O$. Minéral très largement répandu.

Composition chimique. Les analyses des minéraux appelés biotites ont montré les variations suivantes de leur composition (en %): $K_2O = 6,18-11,43$, $MgO = 0,28-28,34$, $FeO = 2,74-27,60$,

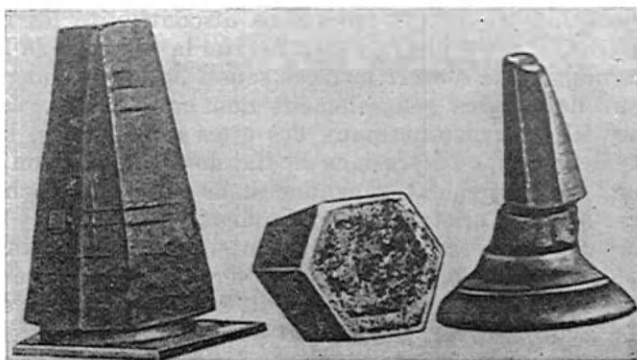


Fig. 332. Cristaux de biotite.

$Fe_2O_3 = 0,13-20,65$, $Al_2O_3 = 9,43-31,69$, $SiO_2 = 32,83-44,94$, $H_2O = 0,89-4,64$, $F = 0-4,23$. Impuretés: TiO_2 , Na_2O et également V_2O_5 , Li_2O , MnO , BaO , SrO , Cs_2O , etc.

Système monoclinique; clinoprisme, sym. L^2PC . Gr. sp. $C2/c (C_{2h}^6)$. $a_0 = 5,30$; $b_0 = 9,21$; $c_0 = 20,32$; $\beta = 99^\circ 18'$. Aspect des cristaux: tabulaire, pseudo-hexagonal, souvent colonnaire, pyramidal (fig. 332). Les gros cristaux possèdent quelquefois une structure zonée. Les macles suivent généralement l'association du mica. Etat d'agrégation. La biotite se rencontre en masses grenues compactes, écailleuses ou lamellaires. Les druses de cristaux sont relativement rares.

Couleur. Noir, brun, quelquefois avec nuances orangée, rougeâtre, verdâtre, etc. Opaque ou translucide. Eclat vitreux, avec reflet nacré, sur les plans de clivage. $Ng = Nm = 1,60-1,66$ et $Np = 1,56-1,60$.

Dureté 2-3. Les lamelles de clivage minces sont élastiques. Clivage parfait suivant $\{001\}$ et imparfait suivant $\{110\}$ et $\{010\}$. P. sp. 3,02-3,12.

Caractères distinctifs. Se reconnaît à l'œil nu, à sa couleur noire et ses caractères extérieurs typiques. Au microscope, on la

distingue facilement à sa coloration intense et son pléochroïsme marqué.

Au chalumeau fond difficilement en un verre gris ou noir. L'action de HCl est faible, mais dans H₂SO₄ concentré la biotite se dissout complètement avec squelette de silice blanc.

Origine et gisements. Minéral constituant de roches, la biotite est observée, sous forme d'inclusions, dans de nombreuses roches magmatiques.

En gros cristaux, la biotite existe dans les filons de *pegmatites*. On la rencontre également associée à la muscovite, avec laquelle elle forme quelquefois des groupements parallèles ou zonés, les plans de jonction traversant alors sans discontinuité les individus des deux micas. Il n'est pas rare de constater la présence de la biotite dans les *cornéennes de contact* formées sous l'action de magmas granitiques sur des roches généralement non carbonatées.

Dans les filons hydrothermaux des gîtes métallifères, la biotite est extrêmement rare, ou alors dans un état de décomposition avancée.

Elle est très largement répandue dans certaines roches *métamorphiques* : schistes cristallins, notamment gneiss.

Au cours d'une altération chimique intense, elle subit une décomposition : les alcalis sont éliminés, le fer bivalent passe à l'état trivalent. Il semble que, simultanément, s'effectue une hydratation (passage à l'hydrobiotite). Le minéral perd son éclat, son élasticité, devient spongieux. Au stade final de la décomposition chimique se forment des hydroxydes de fer et une matière argileuse.

Soumise à une érosion rapide la biotite, minéral relativement stable au point de vue chimique, passe dans des alluvions, se fendille facilement, s'effrite de plus en plus, et se dépose dans des eaux stagnantes en même temps que de la vase extrêmement fine. Avec le temps, la biotite subit certaines transformations et prend un aspect mordoré. Matériau très léger, ces paillettes se manifestent au cours du lavage et se déposent sur la surface du sédiment lavé.

Il est également établi que les grains de biotite subissent dans les dépôts marins contemporains une halmyrolyse, c'est-à-dire un processus d'altération sous-marine, qui les fait passer progressivement à la glauconite qui est un hydrosilicate de potassium et de fer trivalent (de couleur verte).

Au point de vue de sa fréquence dans la nature, la biotite vient en second lieu, après la muscovite, parmi les différentes variétés de micas. Parmi ses gisements innombrables nous n'en citerons que quelques-uns, pegmatitiques, déjà mentionnés plus d'une fois. Dans les *Monts Ilmen* la biotite est, en qualité de minéral accessible, répandue largement, mais inégalement, dans les filons de pegmatite de tous les types, en grandes plaques (jusqu'à 0,5 m de diamètre), en cristaux et en masses de lamelles fines associées à des feldspaths sodo-potassiques, de la néphéline, quelquefois de la topaze, de la magnétite, de l'ilménite, etc. Dans les monts *Bor-*

chtchovotchny la biotite s'observe dans les pegmatites. Des cristaux en plaques énormes ont été observés dans les pegmatites du *Groenland* et de la *Scandinavie* (à Evjö on a rencontré une plaque de biotite qui ne mesurait pas moins de 7 m²).

La biotite ne présente pas d'intérêt pratique. Les koustari (artisans-artistes populaires) de l'Oural en utilisent les paillettes pour rehausser les bibelots, bijoux et jouets qu'ils fabriquent en pierre de couleur.

Sous-groupe de la muscovite

On fait entrer dans ce sous-groupe les micas alumineux, principalement la muscovite, très fréquente dans la nature, et la paragonite rare. Comparés aux minéraux du groupe de biotite, on voit que $3(\text{Mg}, \text{Fe})^{2+}$ y sont remplacés par 2Al^{3+} , comme nous l'avons vu pour le groupe talc-pyrophyllite.

MUSCOVITE— $\text{KAl}_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}][\text{OH}]_2$ ou $\text{K}_2\text{O} \cdot 3\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2 \times 2\text{H}_2\text{O}$. Provient du nom que, dans un lointain passé, les Italiens avaient donné à Moscou — «Musca». A l'époque, on exportait vers l'Ouest, en passant par Moscou, de larges feuilles de muscovite sous l'appellation «verre de Moscou».

Composition chimique. $\text{K}_2\text{O} = 11,8 \%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 38,5 \%$, $\text{SiO}_2 = 45,2 \%$, $\text{H}_2\text{O} = 4,5 \%$. Le mica chromifère vert vif (Cr_2O_3 jusqu'à quelques %) porte le nom de *fuchsite*.

Système monoclinique; clinoprisme, sym. L^2PC . Gr. sp. $C2/c (C_{2h}^2)$. $a_0 = 5,18$; $b_0 = 9,02$; $c_0 = 20,04$; $\beta = 95^\circ 30'$ (pour la structure cristalline, voir plus loin, fig. 334, A). **Aspect des cristaux.** Généralement tabulaire ou en plaques, avec section transversale pseudo-hexagonale ou rhombique. Quelquefois on observe des individus d'apparence colonnaire ou pyramidale. Les faces latérales sont généralement couvertes de stries horizontales. Les macles sont courantes suivant l'association du mica (voir fig. 329), rares suivant celle de la chlorite. **Etat d'agrégation.** La muscovite peut également être observée en masses compactes de grains ou écailles lamelleuses. Très rarement on rencontre des masses réniformes se divisant en couches concentriques. Les masses crypto-écailleuses, à éclat soyeux, qu'il est souvent difficile de discerner même au microscope, portent le nom de *séricite*.

Couleur. Incolore en minces lamelles de clivage, mais souvent avec nuance jaunâtre, grisâtre, verdâtre et rarement rougeâtre. La fuchsite est d'un vert vif. **Eclat vitreux, nacré et argenté** sur les plans de clivage. $N_g = 1,588-1,615$, $N_m = 1,582-1,611$ et $N_p = 1,552-1,572$.

Durété 2-3. Les lamelles de muscovite, ainsi que celles de tous les minéraux du groupe des micas, sont flexibles et élastiques; on connaît des variétés de passage vers des micas cassants et, au contraire, d'autres, voisines des talcs. **Clivage** très parfait suivant

{001}, imparfait suivant {110} et {010} qui constituent des plans de glissement. P. sp. 2,76-3,10. **Autres propriétés.** Excellent isolant pour les courants électriques de tension normale, il leur oppose une résistance suffisante.

Caractères distinctifs. La muscovite se reconnaît facilement à des signes extérieurs : sa coloration claire, son éclat nacré ou argente, son clivage parfait donnant des lamelles minces, transparentes et élastiques. Elle se distingue de la phlogopite par ses constantes optiques, principalement par l'angle des axes optiques (qui est très faible pour la phlogopite).

Examinées au chalumeau, les lamelles minces fondent difficilement en un émail blanc opaque. La muscovite n'est pas attaquée par les acides. Portée au rouge, elle commence à dégager de l'eau (au-dessus de 850°).

Origine et gisements. Des minéraux du groupe des micas, la muscovite est l'un des plus répandus. Minéral essentiel de roches, elle entre dans la composition de certaines roches *intrusives*, en particulier, des granites, et plus spécialement des *greisens*, c'est-à-dire de leurs variétés modifiées par pneumatolyse, en association avec de la topaze, du mica, du mica lithique, du quartz, parfois de la wolframite, de la cassitérite, de la molybdénite, etc. Dans ces cas-là, la muscovite se forme principalement à partir des feldspaths potassiques apparus antérieurement (orthose et microcline).

On trouve, assez souvent, la muscovite dans les filons *pegmatitiques* traversant les granites sous forme de gros cristaux présentant un intérêt économique certain. Dans de tels filons, et surtout dans leurs parties centrales, la muscovite constitue souvent des concentrations en forme de nids, de 1 à 2 m de diamètre, ou plus généralement des pointements de gros cristaux, soit dans la masse pegmatitique, soit parallèlement à certaines zones.

La muscovite renferme très souvent des inclusions très fines, de zircon, de rutile en réseau de sagénite, d'apatite, de spinelle, de grenats, de tourmaline, de quartz, de magnétite, etc. L'étude détaillée d'un grand nombre de cas a mis en évidence une certaine régularité dans l'orientation de ces inclusions correspondant aux particularités structurales des minéraux.

Dans les gisements pyrométasomatiques la muscovite se rencontre rarement. On connaît des cas de formation de muscovite finement grenue dans des grès le long du contact avec des granites et d'autres roches ignées acides.

Dans les gisements métallifères *hydrothermaux* des roches modifiées par des actions hydrothermales, on observe couramment des processus de séricitisation aboutissant à la formation de séricite, une variété cryptocristalline du mica, enrichi en eau.

Dans les roches *métamorphiques*, la muscovite et la séricite sont très largement répandues. On connaît des massifs entiers constitués par des schistes cristallins micacés, des schistes argileux renfermant

de la séricite (phyllite) et des quartzites à muscovite. De telles roches ne renferment généralement pas de feldspaths.

Soumise à l'altération, la muscovite montre une stabilité chimique relative et se retrouve souvent dans des alluvions. Grâce à son aptitude de se déliter en minces lamelles et à son poids spécifique faible, elle s'accumule souvent, sous forme d'infimes paillettes argentées, dans des dépôts de vase et dans des argiles stratifiées qui se forment dans les bassins où le brassage des eaux est peu intense.

Une altération chimique intense peut transformer la muscovite en hydromicas plus riches en eau (hydromuscovites) et au cas de présence d'alcalis dans la solution en kaolinite.

Parmi les nombreux gisements de muscovite nous n'indiquerons que les plus intéressants, situés dans des pegmatites.

Dans la partie européenne de l'U.R.S.S., l'industrie du mica s'est développée depuis fort longtemps dans la région Nord-Ouest. Les gisements sont déjà connus au XV^e siècle. Des pegmatites renfermant du mica se trouvent dans des granites, gneiss, micaschistes et autres roches métamorphiques. La muscovite s'associe aux feldspaths, au quartz et, d'une façon accessoire, à de la tourmaline, de l'apatite, etc.

Les gisements de mica sont fréquents dans la région de *Mam* (Sibérie Orientale). Une large zone de schistes métamorphiques renfermant du mica est bordée du Nord-Ouest au Sud-Est par des massifs de granite. Les cristaux de muscovite (qui peuvent atteindre jusqu'à 50 cm) présentant des nuances rougeâtres ou jaune verdâtre sont observés en paragenèse avec des plagioclases acides, du microcline, du quartz, de la biotite, dans certains cas avec de la tourmaline noire, de l'apatite, du grenat, etc. Le mica est entièrement transparent, se débite facilement en minces lamelles, à surface lisse et égale.

Dans les autres pays les principaux gisements de la muscovite des pegmatites se trouvent aux *Indes* (Bengale et région Madras) où l'on rencontre des cristaux de muscovite de l'ordre de 3 à 5 m² et plus; dans plusieurs états des U.S.A. (Caroline du Nord, Maryland, etc.); au *Brésil*, au *Canada*, etc.

Importance pratique. Ce qui fait l'intérêt pratique tant de la muscovite que de la phlogopite, ce sont leurs qualités d'isolants électriques. Dans l'industrie, le mica est utilisé en feuilles, en poudre ou sous d'autres formes.

Le *mica en feuilles* qui est le plus apprécié est utilisé surtout pour l'appareillage électrique: isolants, condensateurs, rhéostats, appareils téléphoniques, magnétos, ampoules électriques; et aussi pour des poêles (voyants), des lunettes de protection, etc. Suivant la dimension des feuilles, leur degré de transparence, uniformité de leur couleur, on distingue plusieurs qualités de mica.

La *poudre de mica*, obtenue par broyage des chutes, est utilisée dans la fabrication de matériaux réfractaires (revêtements de toits),

papier peint, papier à écrire, carton, couleurs réfractaires, couleurs pour brocart, produits céramiques, pneus d'autos, explosifs (en qualité d'adsorbant), lubrifiants, etc.

Les *produits* que l'on prépare avec du *mica*, principalement la micanite, sont utilisés comme produits de remplacement du mica en feuilles dans des cas moins importants (bouilloires, casseroles électriques, fers à repasser, etc.). La micanite est faite de très petits feuillets et de rognures de grandes feuilles collés ensemble à la gomme laque, puis soumis à une très forte pression.

SOUS-GROUPE DE LA LÉPIDOLITE

Parmi les micas de ce sous-groupe, deux espèces minérales se détachent particulièrement : la lépidolite et la zinnwaldite.

LÉPIDOLITE — $\text{KLi}_{1,5}\text{Al}_{1,5}[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}][\text{F}, \text{OH}]_2$. Si on compare cette formule à celle de la biotite, on voit que les ions du magnésium sont ici remplacés par du lithium et de l'aluminium suivant le schéma : $3\text{Mg}^{2+} \rightarrow \text{Li}_3^{+} + \text{Al}_3^{+}$. « Lepidos » est le cas génitif du mot grec « lepis », écaille. Synonyme : lithionite. Fait partie des micas rares.

Composition chimique variable (en %) : $\text{K}_2\text{O} = 4,82-13,85$, $\text{Li}_2\text{O} = 1,23-5,90$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 11,33-28,80$, $\text{SiO}_2 = 46,90-60,06$, $\text{H}_2\text{O} = 0,65-3,15$, $\text{F} = 1,36-8,71$. On note la présence (à titre d'impuretés) de : MgO (jusqu'à quelques %), FeO , MnO , CaO , Na_2O , Cs_2O , Rb_2O (parfois jusqu'à 3,73 %), etc.

Système monoclinique ; clinoprisme, sym. L^2PC . Gr. sp. $C2/c$ (C_{2h}^6). $a_0 = 5,20$; $b_0 = 8,95$; $c_0 = 20,12$; $\beta = 100^\circ 48'$. **Aspect des cristaux**. En lamelles, pseudo-hexagonal. On n'observe pas de cristaux bien formés. Les macles se forment suivant l'association du mica. **Etat d'agrégation**. En masses lamelleuses ou groupée en plaques, soit en amas d'écailles minces. Très rarement elle s'observe en druses de cristaux.

Couleur blanche, plus souvent rose, violet pâle, quelquefois rose pêche (présence de manganèse). **Eclat** vitreux, nacré, argenté, sur les plans de clivage. $Ng = Nm = 1,55$ et $Np = 1,53$.

Dureté 2-3. Les lamelles sont flexibles et élastiques. **Clivage** parfait suivant $\{001\}$ et imparfait suivant $\{110\}$ et $\{010\}$. P. sp. 2,8-2,9.

Caractères distinctifs. La lépidolite se reconnaît d'ordinaire à ses nuances roses ou violettes. Se distingue de la muscovite par des indices de réfraction un peu plus faibles, par son comportement au chalumeau et par la présence de lithium que l'on décèle facilement par analyse spectrale.

Au chalumeau, fond facilement en un émail blanc. Colore la flamme en rouge. Décomposée par les acides après fusion préalable.

Origine et gisements. La lépidolite est fréquente dans des granites modifiés (greisens) et dans certaines pegmatites, quelquefois dans des filons hydrothermaux de hautes températures. Elle est généralement associée à des feldspaths, du quartz, de la muscovite (avec laquelle elle est quelquefois associée en développement parallèle), du spodumène, de la tourmaline lithifère, de la topaze, de la cassitérite, de la fluorine, etc. Au cours de l'altération, elle subit les mêmes modifications que la muscovite.

En U.R.S.S., la lépidolite se rencontre dans certaines mines de l'Oural Central (et ailleurs), au sein des pegmatites, associée à des feldspaths sodopotassiques fortement modifiés, de la tourmaline de couleurs diverses, de la topaze, du cristal de roche, etc. La lépidolite se présente en masses finement écailleuses, d'un violet tendre, éventuellement en agrégats lamelleux de grandes dimensions, d'une remarquable couleur violette et, enfin, sous forme de cristaux en plaques de couleur argentée, ressemblant à ceux de la muscovite.

Parmi les gisements d'autres pays, notons, en premier lieu, celui de *Rozena* en Moravie d'où l'on extrait depuis très longtemps de grandes quantités de lépidolite rose, celui de l'île de *Utö* (près de Stockholm, Suède) et ceux de l'état du Maine (U.S.A.), etc.

Importance pratique. La lépidolite est, avec la zinnwaldite, une des principales sources de sels de lithium (utilisés dans la fabrication d'accumulateurs alcalins des sous-marins), de verres optiques (flint-glass, verres opalins et blancs). Le lithium est également utilisé en pyrotechnie (éclairage rouge), en médecine, dans la synthèse des composés organiques, la fabrication d'eaux minérales artificielles, l'épuration de l'air conditionné (sous forme de LiCl), l'épuration de l'hélium, en photographie, rayons X, etc. On pratique beaucoup, ces derniers temps, des alliages spéciaux du lithium métallique avec du calcium (en sidérurgie, pour améliorer les qualités mécaniques et relever le seuil de fluidité des alliages), avec du cuivre, de l'aluminium (pour augmenter la résistance), etc. Actuellement, le lithium métallique a acquis une importance accrue puisqu'il est utilisé dans les réactions thermonucléaires.

ZINNWALDITE— $\text{KLiFe}^{++}\text{Al}[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}][\text{F,OH}]_2$. Tire son nom de la localité de Zinnwald dans les Monts Métallifères (Saxe). La composition est très variable. La teneur en FeO atteint quelquefois 12,5 %. **Système** monoclinique. Les cristaux en tablettes minces ou épaisses, de couleur grise, brune, moins souvent vert foncé, ont des formes voisines de celles de la biotite. On la rencontre également en masses écailleuses. Elle est d'ordinaire opaque, quelquefois translucide. **Eclat** vitreux, nacré sur les plans de clivage. $N_g = 1,58$, $N_m = 1,57$ et $N_p = 1,55$.

Dureté 2-3. Clivage analogue à celui de la muscovite. **P. sp.** 2,9-3,2. Au chalumeau, fond facilement en un verre foncé, faiblement magnétique. Colore la flamme en rouge. Se dissout dans les acides.

S'observe dans les mêmes conditions que la lépidolite (principalement dans des greisens), souvent en association avec de la wolframite, de la scheelite, de la cassitérite, de la fluorine, de la topaze, du quartz, etc. Au cours de l'altération, se transforme en un produit ressemblant au kaolin, fortement coloré en brun ou jaune-brun par des hydroxydes de fer. En dehors de l'U.R.S.S., mentionnons Zinnwald (Monts Métallifères) où elle se trouve en stockwerks dans du granite, et Cornouailles (Angleterre) où elle apparaît dans des gisements stannifères, en druses et sous forme d'excroissances cristallines, très riches en fer.

3. Groupe des micas durs (cassants)

MARGARITE— $\text{CaAl}_2[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}][\text{OH}]_2$ ou $\text{CaO} \cdot 2\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$. Le nom vient du mot grec « margarites », perle. **Composition chimique** (théorique). $\text{CaO} = 14,0 \%$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 51,3 \%$, $\text{SiO}_2 = 30,1 \%$, $\text{H}_2\text{O} = 4,6 \%$. On peut noter la présence, à titre d'impuretés, de Na_2O , MgO , FeO , Fe_2O_3 , moins souvent de Cr_2O_3 , Li_2O . MnO , F , etc.

Système monoclinique; clinoprisme, sym. L^2PC . Gr. sp. $C2/c$ (C_{2h}^6). $a_0 = 5,12$; $b_0 = 8,90$; $c_0 = 19,46$; $\beta = 100^\circ 48'$. **Structure cristalline**. Est analogue à celle de la muscovite, à cette différence près que la charge négative globale des plaques lamelleuses est ici deux fois plus grande et se compense par des cations bivalents Ca^{2+} se disposant entre les plaques. **Aspect des cristaux**. Finement lamelleux. On ne trouve pas de cristaux bien formés. Les macles se forment suivant les mêmes associations que les micas. **Etat d'agrégation**, masses lamellaires ou écailleuses.

Couleur. Blanc de perle avec nuances grisâtre, rose, jaunâtre. **Eclat** nacré sur les plans de clivage. $N_g = 1,645$, $N_m = 1,643$ et $N_p = 1,632$.

Dureté 3,5-5,5. Fragile; les lamelles se cassent, une fois ployées. **Clivage** parfait suivant $\{001\}$. Les figures de percussion et de pression, tant pour la margarite que pour les autres micas durs, sont inverses de celles que l'on observe pour les micas ordinaires, autrement dit les figures de percussion correspondent aux figures de pression des micas (voir phlogopite). **P. sp.** 2,99-3,08.

Caractères distinctifs. Sa teinte blanc de perle, sa fragilité, sa dureté élevée la distinguent des micas de couleur comparable.

S'effrite, au chalumeau blanchit et fond difficilement sur les bords. Se décompose en partie dans HCl à chaud.

Origine et gisements. Due aux processus de métamorphisme régional, elle est très répandue dans des schistes cristallins, par exemple les chloritoschistes du *Zillertal* (Tyrol) où elle a été observée d'abord ainsi que dans bien d'autres endroits. Dans l'Oural, on la rencontre dans des micaschistes (où elle avait été dénommée diphanite), dans les gisements d'émeri et dans d'autres roches métamorphiques.

CHLORITOÏDE— $\text{Fe}_2^{++}\text{Al}_2[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}][\text{OH}]_4$, ainsi nommé parce qu'il ressemble aux minéraux du groupe de la chlorite.

Composition chimique. Les résultats des analyses montrent les variations suivantes: $\text{FeO} = 26-28 \%$, $\text{MgO} = 2-4 \%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 39-41 \%$, $\text{SiO}_2 = 24-26 \%$, $\text{H}_2\text{O} = 7-8 \%$. **Impuretés:** CaO (jusqu'à 1,38 %), MnO (jusqu'à 9 %). Une variété enrichie en MnO s'appelle *ottrélite*.

Système monoclinique ou triclinique. Aspect des cristaux: en lamelles, d'apparence hexagonal. De beaux cristaux sont rares. Les macles sont assez courantes (fig. 333). Se rencontre en masses compactes lamelleuses et écailleuses.

Couleur jaune avec nuance verdâtre, éventuellement vert noirâtre. N'est translucide qu'en lamelles très minces.

Trait blanc verdâtre. **Eclat** vitreux, parfois légèrement nacré sur les plans de clivage. $N_m = 1,72-1,77$.

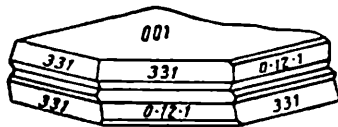


Fig. 333. Macle de chloritoïde.

Dureté 5-6. Fragile. **Clivage** parfait suivant $\{001\}$. Les figures de percussion et de pression sont pareilles à celles de la margarite (c'est-à-dire, inverses de celles des micas). **P. sp.** 3,4-3,6.

Caractères distinctifs. Se distingue des chlorites auxquelles il ressemble par sa dureté élevée, sa fragilité et ses constantes optiques différentes de celles des autres micas durs.

Au chalumeau, fond difficilement en un verre faiblement magnétique, gris-noir. N'est pas attaqué par HCl . Par contre, il se décompose complètement dans H_2SO_4 concentré.

Origine et gisements. Associé à du corindon, du diaspore, des chlorites, du quartz, etc., il se rencontre dans certains gisements pyrométasomatiques, au sein de marbres, mais plus souvent dans des micaschistes ou schistes argileux, quelquefois en quantités telles que les schistes qui les contiennent sont appelés schistes à chloritoïdes. Il a été décrit pour la première fois sous le nom de *barytophyllite*, à *Kossoï Brod* (Oural). Les schistes à chloritoïdes sont très fréquents parmi les schistes cristallins. Le chloritoïde se forme aux stades primaires du métamorphisme régional des roches: il n'a pas été observé dans des roches dont le métamorphisme est plus avancé.

4. Groupe des chlorites

Les minéraux rangés dans ce groupe rappellent sous bien des rapports les micas. Ils cristallisent dans le système monoclinique, possèdent un clivage micacé, une faible dureté, un poids spécifique peu élevé. Pour la plupart d'entre eux, la coloration vert bouteille est caractéristique, d'où vient le nom de ce groupe de minéraux (« chloros » en grec — vert).

Au point de vue chimique, les chlorites sont des aluminosilicates, principalement de Mg , Fe^{++} et Al , et accessoirement de Ni ,

Fe⁺⁺⁺, Cr⁺⁺⁺. Les espèces minérales nettement individualisées du point de vue cristallographique, riches en magnésium, ont été désignées sous le nom commun d'*orthochlorites*. Ils répondent à la formule chimique suivante: (Mg, Fe)_{8-p}(Al, Fe)_{2p}Si_{4-p}O₁₀[OH]₈. Une moitié des ions trivalents (*p*) entre dans le complexe anionique sous forme de [AlO₄]⁵⁻, l'autre se comporte comme des cations ordinaires. Les espèces minérales riches en fer, colloformes pour la plupart, de composition souvent très variable, constituent un sous-groupe spécial d'aluminoferrosilicates qui porte le nom collectif de *leptochlorites*. Ces dernières sont non seulement parmi les minéraux micacés mais aussi parmi les silicates les plus pauvres en silice. Nombreuses sont celles dans lesquelles Fe⁺⁺ prévaut sur Fe⁺⁺⁺, et pour lesquelles la valeur du coefficient *p* est souvent plus élevée que dans les orthochlorites ordinaires; on y note également la présence d'eau moléculaire. La formule commune est la suivante: (Fe, Mg)_{n-p}(Fe, Al)_{2p}Si_{4-p}O₁₀[OH]_{2(n-2)}·*x*H₂O, *n* étant, généralement, de l'ordre de 5.

Les minéraux du groupe étudié sont très répandus dans la nature. Le plus souvent, ils sont le produit d'une activité hydrothermale de basse température provoquant la transformation de roches renfermant des silicates aluminomagnésiens et ferreux. Les leptochlorites se rencontrent en général dans les gisements sédimentaires de minerais de fer où elles constituent un faciès particulier de minerais de fer silicatés, formé, d'après les données géologiques, dans un milieu à déficit d'oxygène, au sein de dépôts marins, riches en fer.

De nombreux savants se sont intéressés au problème de la classification des chlorites (Tschermak, Winchell, Orcel, etc.). Selon Tschermak, les orthochlorites peuvent être considérées comme des mélanges isomorphes de: antigorite (Ant)Mg₈[Si₄O₁₀][OH]₈ et d'amésite (Am)Mg₄Al₂[Al₂Si₂O₁₀][OH]₈, relativement pauvre en silice, mais plus riche en alumine. Fe²⁺ et Ni²⁺ pouvant alors se substituer à Mg²⁺, et Fe³⁺ et Cr³⁺ à Al³⁺. Suivant la composition chimique, il existe un très grand nombre de variétés de chlorites.

D'après Tschermak, on distingue, parmi les orthochlorites, les espèces minérales suivantes du système monoclinique (en allant des termes les moins alumineuses vers les plus riches en R₂O₃):

	Teneur, dans la formule, en 0,5 R ⁺⁺⁺ (<i>p</i>)	Teneur en molécule d'amésite (Am) %
Pennine (Mg, Fe) ₅ Al[AlSi ₃ O ₁₀][OH] ₈ *	0,75-1,00	37,5-50
Clinocllore	1,00-1,25	50-62,5
Prochlorite	1,25-1,50	62,5-75
Corundophyllite	1,50-1,75	75-87,5
Amésite (Mg, Fe) ₄ Al ₂ [Al ₂ Si ₂ O ₁₀][OH] ₈ **	1,75-2,00	87,5-100

* Formule pour la variété renfermant 50 % de molécule d'amésite.

** Formule pour l'amésite pure.

Les chlorites riches en fer correspondent en partie, par leur composition et les données obtenues aux rayons X, aux chlorites magnésiennes déjà mentionnées et en partie aux lepto-chlorites. Nous n'étudierons que la chamosite et la thuringite.

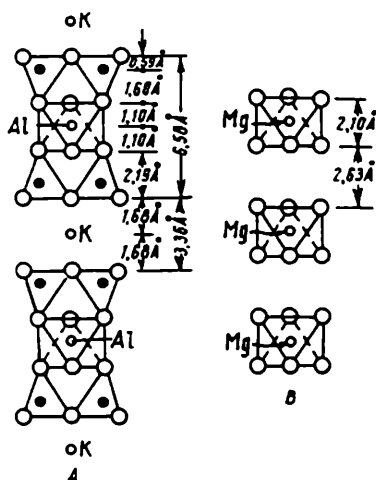


Fig. 334. Schéma des trames cristallines de la muscovite (A) et de la brucite (B).

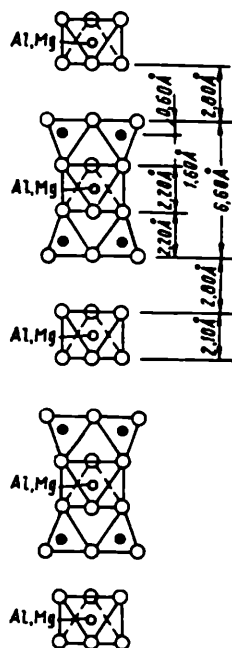


Fig. 335. Schéma des trames cristallines des minéraux du groupe des chlorites (voir fig. 334).

Les lamelles minces facilement détachables des chlorites cristallines ne sont pas élastiques, tout en étant flexibles. Ce trait caractéristique entre tous est lié aux particularités de leur édifice cristallin. En comparant la structure cristalline des chlorites (fig. 335) à celle du mica (fig. 334), nous verrons que les plaques lamelleuses de composition $(\text{Mg, Al})_3[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}][\text{OH}]_2$ que tous ces minéraux ont en commun, alternent dans les micas avec des couches de cations forts de métaux alcalins monovalents ou alcalino-terreux bivalents, tandis que dans les chlorites leur place est prise par des couches de « brucite » de composition $\text{Mg}_2\text{Al}[\text{OH}]_6$ au lieu de $\text{Mg}_3[\text{OH}]_6$ avec une charge positive résiduelle égale à 1 (comme K^+ dans les micas). Ces couches sont faiblement liées aux plaques lamelleuses qui les enserrant. Soulignons toutefois que les liaisons sont ici plus fortes que dans les minéraux du groupe de talc et de kaolinite,

à quoi on devait s'attendre si l'on considère leur clivage relativement plus difficile ainsi que leur dureté plus élevée.

PENNINE— $(\text{Mg, Fe})_5\text{Al}[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}][\text{OH}]_8$ ou $5(\text{Mg, Fe})\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \times 3\text{SiO}_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Ce nom vient des Alpes Pennines où on l'a d'abord trouvée.

Composition chimique. D'après les nombreuses analyses effectuées, elle varie dans les limites suivantes (en %) : $\text{MgO} = 17,4-35,9$, $\text{FeO} = 0,7-17,4$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 0-5,7$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 13,8-21,3$, $\text{SiO}_2 = 29,8-33,7$, $\text{H}_2\text{O} = 11,5-14,6$. Une variété riche en chrome, de couleur rouge carmin ou violette, porte le nom de *kämmerérite* (dédiée à l'ingénieur des mines russes Kämmerer) ou de *rhodochrome*, d'après les fines exfoliations en enduits de couleur rose couvrant la chromite (« rhodon » en grec — rose).

Système monoclinique, clinoprisme, sym. L^2PC . Gr. sp. $C2/c(C_{2h}^2)$. $a_0 = 5,2-5,3$; $b_0 = 9,2-9,3$; $c_0 = 28,6$; $\beta = 96^\circ 50'$. **Aspect des**

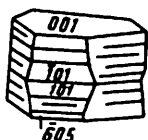


Fig. 336. Cristal de pennine, maclé suivant l'association des chlorites.

cristaux. Pseudo-hexagonal, lamelleux, tabulaire, quelquefois en petits barillets (dans les cavités miarolitiques). Les formes principales sont : $\{001\}$, $\{\bar{1}01\}$, $\{132\}$, $\{\bar{1}10\}$, etc. Les faces latérales sont souvent couvertes de stries horizontales. Les macles sont fréquentes et se développent, en général, suivant l'association des chlorites, lorsque $\{001\}$ est à la fois le plan de macle et la plan d'accroissement (fig. 336). Les macles polysynthétiques se développent fréquemment suivant la trame de

cette association. On rencontre également des macles en association des micas. **Etat d'agrégation.** En masses écailleuses lamellaires. Dans les cavités on rencontre des druses de cristaux, souvent en barillets.

Couleur. Vert bouteille de nuances diverses jusqu'à noir verdâtre, quelquefois rose ou violet (pour les variétés chromifères), moins souvent d'un blanc argenté. Les feuillets minces sont transparents et faiblement colorés. On rencontre des variétés présentant une coloration zonée, de différentes nuances, surtout dans le cas de gros cristaux. **Eclat** nacré sur les plans de clivage. $Nm = 1,56-1,60$.

Dureté 2-2,5. Les lamelles sont flexibles et non élastiques, c'est-à-dire qu'elles ne reprennent pas leur position initiale, une fois ployées. **Clivage** parfait suivant $\{001\}$. P. sp. 2,60-2,85.

Caractères distinctifs. La pennine se reconnaît à sa couleur verte (quelquefois vert-noir), à son clivage parfait, à sa dureté peu élevée et à l'absence de l'élasticité des lamelles de clivage. Mais seules les données chimiques permettent de la distinguer avec certitude des espèces déjà vues de chlorites.

Au chalumeau s'exfolie, mais ne fond pas. Fortement calcinée, perd des ions hydroxyles et blanchit. Est le plus souvent décomposée par H_2SO_4 .

Origine et gisements. Très répandue dans des roches *métamorphiques*, où elle constitue fréquemment des assises épaisses de chloritoschistes (roches vertes). Elle est souvent observée, en cristaux bien formés, dans des fentes de ces roches. Existe en beaux cristaux dans la mine *Nikolaï-Maximilian* (Oural du Sud), dans les mines d'asbeste du gisement de *Bajenov* (à l'Est de Sverdlovsk), etc.

La *kämmerérite* avait été rencontrée d'abord dans les fissures d'un gisement de chromite, près de Saranovsk (Oural), au sein de roches ultrabasiques.

Seuls les chloritoschistes présentent un certain intérêt pratique : extraite et réduite en poudre, la chlorite est quelquefois utilisée dans la fabrication du papier peint pour lui donner de l'éclat.

CLINOCHLORE— $(\text{Mg}, \text{Fe})_{4,75}\text{Al}_{1,25}[\text{Si}_{2,75}\text{Al}_{1,25}\text{O}_{10}][\text{OH}]_8$ (pour la variété où $p = 1,25$). « *Klino* », en grec, incliner. L'académicien N. Kokcharov a donné ce nom au minéral parce que le système monoclinique y a été nettement défini.

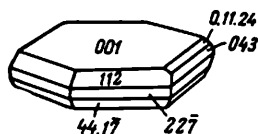


Fig. 337. Cristaux de clinoclase.

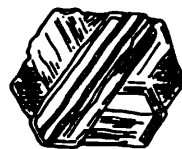
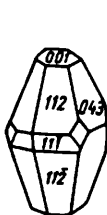


Fig. 338. Macles polysynthétiques (répétées sur le même individu) du clinoclase suivant (001).

Composition chimique. Varie dans les limites suivantes (en %) : $\text{MgO} = 17,0-34,5$, $\text{FeO} = 1,8-12,2$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 0-3$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 13,1-17,6$, $\text{SiO}_2 = 28,3-33,9$, $\text{H}_2\text{O} = 11,7-14,2$. Impuretés : CaO (jusqu'à 9 %), MnO (jusqu'à 2,3 %), Cr_2O_3 (jusqu'à 8 %). Une variété peu ferreuse s'appelle *leuchtenbergite*, une autre, chromifère, également définie par l'académicien russe N. Kokcharov est dite *kotschubéite*.

Système monoclinique ; clinoprisme. Aspect des cristaux hexagonal, lamellaire ou en tablettes, moins souvent prismatique et en barillets (fig. 337) ; des cristaux bien formés sont fréquents. Les formes principales sont $\{001\}$, $\{010\}$, $\{043\}$, $\{112\}$, $\{11\bar{1}\}$ et d'autres, aux symboles quelquefois très complexes. Les macles se développent, suivant les associations des chlorites et des micas (fig. 338). **Etat d'agrégation** en masses grenues et à grosses écailles, avec tous les passages vers des amas crypto-écailleux. Des druses de cristaux, d'ordinaire en tablettes, sont fréquentes dans les cavités des roches.

Couleur. Elle varie entre un vert d'herbe et un vert olive pâle, parfois elle est blanche (*leuchtenbergite*) avec des nuances grisâtres, roses, violettes (pour les variétés chromifères), etc.

Les feuillets minces sont transparents ou translucides. **Eclat** nacré sur les plans de clivage. $Nm = 1,57-1,59$.

Dureté 2-2,5. Les feuillets sont tendres, flexibles mais non élastiques. **Clivage** parfait suivant {001}. **P. sp.** 2,61-2,78.

Caractères distinctifs. Ressemble beaucoup à la pennine. Seule l'analyse chimique permet d'identifier avec certitude le clinochlore.

Au chalumeau, même comportement que celui de la pennine. N'est entièrement décomposé que dans H_2SO_4 concentré.

Origine et gisements. Comme la pennine, il est très répandu dans des chloritoschistes où il constitue souvent l'élément de base de la roche. L'origine de ces schistes est généralement due au métamorphisme de roches ignées, riches en silicates ferromagnésiens (en majeure partie porphyrites, serpentinites, etc.).

Les échantillons remarquables, superbes pièces de musée, de druses de cristaux de clinochlore proviennent des mines bien connues des Monts *Chichim* et *Naziam* (Oural du Sud). Il faut ici mentionner la célèbre mine d'Akhmatov où de splendides druses de leuchtenbergite et de clinochlore d'aspect extrêmement varié sont observées en association avec de l'épidote, du diopside, du grenat, de l'idocrase, de la calcite et du sphène. D'ordinaire, on les rencontre dans les fentes des schistes à chlorite et à épidote.

La kotschubéite (variété chromifère) avait été rencontrée pour la première fois dans la région d'Oufaleï (Oural), sans doute dans des gisements de chromite.

PROCHLORITE— $(Mg,Fe)_{4,5}Al_{1,5}[Al_{1,5}Si_{2,5}O_{10}][OH]_8$ (pour la variété où $p = 1,50$). D'après les analyses, la teneur en oxydes varie dans de larges limites.

Système monoclinique ; clinoprisme, sym. L^2PC . Gr. sp. $C2/c$ (C_{2h}^6). $a_0 = 5,2-5,3$; $b_0 = 9,2-9,3$; $c_0 = 28,3-28,6$; $\beta = 96^\circ 50'$. Rencontrée en cristaux pseudo-hexagonaux lamellaires et en masses écailleuses de couleur verte ou d'un vert noirâtre. $Nm = 1,59-1,61$. **Dureté** 1,5-2. **Clivage** parfait suivant {001}. **P. sp.** 2,78-2,96.

S'observe dans des chloritoschistes (mais moins souvent que le clinochlore) et dans des filons de type alpin, associée à du cristal de roche et de l'adulaire ; souvent elle « saupoudre » d'autres cristaux développés sur les parois de fentes évidées. Répandue dans les Alpes, dans de nombreux filons, dans l'Oural du Nord et ailleurs.

CHAMOSITE— $Fe_4^{++}Al[Si_3AlO_{10}][OH]_8 \cdot nH_2O$. Formule approchée. Le nom vient de la localité de Chamoison (canton du Valais, Suisse) où elle a été trouvée.

Composition chimique en % (variable) : $FeO = 34,3-42,3$, $Fe_2O_3 = 0-6$, $Al_2O_3 = 13-20,1$, $SiO_2 = 22,8-29$, $H_2O = 10-13$. Impuretés : MgO (jusqu'à 4,4, parfois jusqu'à 7 %), CaO (jusqu'à 1,6 %). TiO_2 (jusqu'à 1,1 %).

Système monoclinique. Généralement répandue en concrétions oolithiques à structure concentrique. Egalement observée sous forme de ciment entre des grains de sable ou en masses compactes cryptocristallines ou terreuses.

Couleur. Verdâtre gris foncé allant jusqu' à noir. Opaque. **Trait** clair d'un gris verdâtre. **Eclat.** Généralement mat ou faiblement vitreux. $Nm = 1,62-1,66$. **Dureté** 3. **P. sp.** 3,03-3,40.

Caractères distinctifs. A l'œil nu, sa structure oolithique, sa couleur vert foncé ou noire, la rayure d'un gris verdâtre peuvent suggérer sa présence.

Au chalumeau, rougit dans la flamme oxydante et fond dans la flamme réductrice en un verre magnétique noir. Se décompose facilement dans HCl, avec gelée de silice.

Origine et gisements. Répandue dans certains gisements sédimentaires de minerai de fer, d'âge varié, le plus souvent jurassique. A en juger d'après la paragenèse avec des sulfures de fer et de la sidérite, et le fait que le fer se présente sous forme de protoxyde, la chamosite se constitue dans les zones littorales dans un milieu insuffisamment oxygéné. Elle n'a pas été trouvée dans les dépôts marins actuels.

Soumise à altération, elle s'oxyde facilement et donne naissance à des hydroxydes de fer sous forme d'hématite brune qui constitue, dans les gisements de chamosite, des chapeaux de fer typiques.

En U.R.S.S., les accumulations de chamosite ont été constatées dans des sédiments paléozoïques et mésozoïques, sur le versant oriental de l'*Oural*, en maints endroits du *Caucase du Nord*, dans des dépôts jurassiques, etc.

Importance pratique. Les gîtes de chamosite se présentent quelquefois en couches épaisses et intéressent dans ces cas l'industrie. en tant que minerai de fer.

THURINGITE— $Fe_{3,5}(Al,Fe)_{1,5}[Si_{2,5}Al_{1,5}O_{10}][OH]_6 \cdot nH_2O$. Formule approximative. Le mot vient de la région où elle a été trouvée.

Composition chimique en % (variable): $FeO = 19,8-39,3$, $Fe_2O_3 = 7,2-31,7$, $Al_2O_3 = 15,6-25,1$, $SiO_2 = 19,4-28,8$, $H_2O = 4,6-13,2$. Impuretés: MgO (jusqu'à 6 %), CaO (jusqu'à 1,9 %). MnO (jusqu'à 2,7 %), P_2O_5 (jusqu'à 1,2), etc.

Système monoclinique. Eventuellement se rencontre sous forme de petites écailles, mais est généralement observée en masses homogènes cryptocristallines, compactes ou friables.

Couleur. Vert-olive allant jusqu'à noir verdâtre. **Trait** d'un gris verdâtre. **Eclat** nacré pour les variétés nettement écailleuses. $Nm = 1,64-1,68$.

Dureté 2-2,5. **Clivage** parfait, vraisemblablement suivant {001}. **P. sp.** 3,15-3,19.

Caractères distinctifs. La couleur vert foncé, la rayure vert pâle, parfois l'éclat nacré (pour les agrégats écailleux) sont

typiques. Mais seule l'analyse chimique permet l'identification certaine.

Examinée au chalumeau, fond en un verre magnétique noir. Dans HCl, se décompose avec gelée de silice.

Origine et gisements. La thuringite se trouve en grandes masses dans certains gisements de fer sédimentaires faiblement métamorphisés. Elle est souvent observée en association avec de petits octaèdres de magnétite, parfois avec de la sidérite, de formation plus tardive. On connaît également des cas de formation endogène de ce minéral résultant de la transformation de roches riches en fer par voie hydrothermale.

Les plus importants gisements de thuringite sont ceux de *Thuringe* (Allemagne): Schmiedefeld, etc., où elle forme des couches au sein de schistes du Silurien inférieur. Sur le territoire de l'U.R.S.S. on a rencontré un minéral très semblable à la thuringite, dans le gisement de minerai de fer sédimentaire de Karadjal (Kazakhstan central).

Importance pratique. Tout comme la chamosite, la thuringite peut intéresser l'industrie en tant que minerai de fer, lorsqu'elle se présente en grandes concentrations.

5. Hydromicas et minéraux connexes

Il existe un certain nombre de minéraux que l'on peut rattacher aux micas ou aux chlorites, dans la composition desquels le nombre de cations de liaison est plus faible mais en revanche on y décèle une quantité notable de molécules d'eau liées qui s'éliminent assez facilement par chauffage.

Dans certains cas, on attribue leur origine aux processus hydrothermaux de basse température, mais dans leur majorité ces espèces minérales se constituent essentiellement au cours de l'altération de roches ignées et de pegmatites, par transformation des micas et autres minéraux micacés qu'elles renferment. Certains constituent des produits de décomposition de dépôts marins. Dans tous ces cas, la condition primordiale de leur présence est l'existence d'un milieu riche en eau.

La composition chimique de tels minéraux est variable: ce qui change, ce sont la teneur en cations reliant les paquets de couches, et la teneur en H₂O.

Nous étudierons ici l'hydromuscovite, la vermiculite et la glauconite.

HYDROMUSCOVITE— $K_{<1}Al_2[(Si, Al)_4O_{10}][OH]_2 \cdot nH_2O$. Formule approchée. Les dénominations qu'on trouve dans la littérature telles que « illite », « monothermite », etc., sont en réalité des synonymes. Dans la majorité des cas, l'hydromuscovite est le produit d'une hydrolyse partielle de la muscovite.

La composition chimique n'est pas constante. Comparée à celle

de la muscovite, la teneur en K_2O descend jusqu'à 6 et même jusqu'à 2-3 % ; H_2O s'élève, au contraire, jusqu'à 8-9 %. La teneur en SiO_2 atteint souvent, pour l'hydromuscovite, 50-55 %, moins pour Al_2O_3 (25-33 %). Impuretés : Fe_2O_3 , MgO (jusqu'à quelques %). CaO , etc.

La trame cristalline diffère peu de celle de la muscovite et constitue en quelque sorte une transition vers celle de la montmorillonite. Tout se passe comme si à l'intérieur du motif cristallin les plaques du réseau de la muscovite alternaient avec des plaques appartenant au réseau de la kaolinite ou de la montmorillonite.

L'hydromuscovite est observée en masses blanches écailleuses ou finement lamelleuses, de toucher onctueux, d'ordinaire mêlées de kaolinite et d'autres minéraux. Comparées à celles de la muscovite, les lamelles de clivage sont moins élastiques. Les indices de réfraction sont moins élevés que ceux de la muscovite ; ils varient avec la composition, généralement entre 1,55 et 1,58 (diminuant lorsque la teneur en H_2O croît).

On la trouve le plus souvent dans des argiles, surtout résultant de l'altération de micaschistes (à muscovite), de gneiss, de roches à quartz et séricite ; quelquefois, elle semble représenter un produit de transformation de feldspaths en kaolinite. Sa présence est souvent notée dans des sols formés à la surface de roches ignées acides de composition moyenne où elle est associée à la montmorillonite et à d'autres minéraux.

VERMICULITE — $(Mg, Fe^{++}, Fe^{+++})_3 [(Si, Al)_4 O_{10}] [OH]_2 \cdot 4H_2O$. Le nom vient d'un mot latin qui signifie « petit ver » et s'explique par le comportement très original de ce minéral au cours du chauffage : en s'exfoliant ses lamelles se transforment en longs bâtonnets et filaments en forme de vers.

Composition chimique variable suivant la teneur en eau moléculaire. Teneur (en %) : $MgO = 14-23$, $Fe_2O_3 = 5-17$, $FeO = 1-3$, $SiO_2 = 37-42$, $Al_2O_3 = 10-13$, $H_2O = 8-18$. En outre, on note la présence de K_2O (jusqu'à 5 %) et dans certaines variétés, de NiO (jusqu'à 11 %).

Système probablement monoclinique. La vermiculite apparaît, en règle générale, comme une pseudomorphose en biotite ou en phlogopite ferreuse.

Couleur. Brune, brun jaunâtre, jaune d'or, jaune bronzé ; elle est quelquefois caractérisée par des nuances verdâtres. Eclat moins intense que celui de la biotite, souvent gras. $Ng = Nm = 1,54-1,58$ et $Np = 1,52-1,56$.

Dureté 1-1,5. Les lamelles minces montrent une élasticité faible ou nulle. Clivage parfait suivant $\{001\}$. **P. sp.** 2,4-2,7. **Autres propriétés.** La plus remarquable est la capacité de la vermiculite d'accroître brusquement son volume (de 15 à 25 fois), lorsqu'elle est portée à des températures entre 900 et 1 000°. Ce phénomène

s'explique par l'exfoliation et le gonflement rapide, le long de l'axe *c*. d'individus isolés, sous la pression de la vapeur provenant de l'eau moléculaire. Ce gonflement est si intense qu'il donne des bâtonnets ou des filaments (selon les dimensions des grains dans le plan de clivage) en forme de vers, de couleur dorée ou argentée, qui se scindent transversalement en écailles très fines. La présence d'une quantité énorme de minuscules poches remplies d'air s'intercalant à l'intérieur des individus explique la valeur très basse de la densité apparente de ce minéral (0,6-0,9). Les masses de vermiculite calcinées flottent à la surface de l'eau. La vermiculite calcinée est un puissant isolant thermique, dont le coefficient de conductibilité thermique $\lambda = 0,04-0,05$ kcal/m/heure°C (0,15-0,40 pour l'asbeste).

Caractères distinctifs. Extérieurement, ressemble à une biotite ou une chlorite altérées. Son caractère le plus spectaculaire est le comportement au chalumeau: gonfle énormément et s'exfolie en longs filaments ou bâtonnets vermiformes.

Origine et gisements. La vermiculite se forme d'ordinaire accessoirement au cours de l'altération des biotites. Des accumulations plus importantes sont connues dans des filons, lentilles ou amas de biotite ou de phlogopite, formés par métasomatose aux dépens de roches ultrabasiques, puis transformés par voie hydrothermale (apparemment à des températures basses).

Citons, parmi les gisements étrangers, l'importante exploitation de *Libby* au Montana (U.S.A.) et ceux de l'Australie Occidentale.

Importance pratique. Les masses de vermiculite sont utilisées après cuisson comme calorifuge dans des conduites de vapeur, chaudières, fours, etc. Elle est également utilisée pour l'insonorisation de cabines d'avion, de certains laboratoires spécialisés, etc. A cause de sa jolie coloration dorée ou argentée acquise au cours de la calcination elle est d'un emploi courant dans l'industrie des papiers peints. Elle sert également de lubrifiant. Enfin, son pouvoir d'échange de cations est remarquablement élevé de beaucoup supérieur à celui des montmorillonites.

GLAUCONIE — $K_{<1}(Fe^{+++}, Fe^{++}, Al, Mg)_{2-3} [Si_3(Si, Al)O_{10}] [OH]_2 \times nH_2O$. De « glaucos » en grec « vert bleuâtre » (glauque).

Composition chimique. C'est essentiellement un aluminosilicate ferromagnésien hydraté. Les teneurs des composants principaux oscillent, pour les glauconies typiques, dans les limites suivantes (en %): $K_2O = 4,0-9,5$, $Na_2O = 0-3,0$, $Al_2O_3 = 5,5-22,6$, $Fe_2O_3 = 6,1-2,79$, $FeO = 0,8-8,6$, $MgO = 2,4-4,5$, $SiO_2 = 47,6-52,9$, $H_2O = 4,9-13,5$.

Système monoclinique. $a_0 = 5,24$; $b_0 = 9,07$; $c_0 = 20,03$; $\beta = 95^\circ 00'$. Rarement observée en petits cristaux à contours grossièrement hexagonaux. D'ordinaire répandue en petits grains arrondis ou en sphérules d'un diamètre allant d'un à quelques millimètres s'incrustant dans des roches friables siliceuses ou argilo-carbonatées.

Couleur vert foncé à noir verdâtre, verte en lames minces. **Eclat** en général mat, vitreux pour les variétés compactes, gras. $N_g = 1,610-1,644$ et $N_p = 1,590-1,612$.

Dureté 2-3. Fragile. **Clivage** rarement constaté, et pour les gros individus seulement, suivant {001}. **P. sp.** 2,2-2,8.

Caractères distinctifs. Se reconnaît à la couleur vert foncé, à la dureté peu élevée, à la paragenèse avec des minéraux faisant partie de roches sédimentaires. Se distingue des leptochlorites par des indices de réfraction plus faibles et par la composition chimique (renferme des quantités considérables de potassium).

Examinée au chalumeau, fond difficilement en donnant d'abord une masse bulleuse à l'aspect de scorie, ensuite un verre noir. Se dissout dans HCl concentré, en laissant à la place des grains un squelette de silice blanc, extrêmement fin, qui conserve la forme générale du grain.

Origine et gisements. La glauconie est répandue dans les roches sédimentaires accumulées dans la mer (grès, gaizes, argiles, roches carbonatées, couches de phosphorites) à des profondeurs relativement faibles, le plus souvent dans des secteurs attenants aux côtes des mers et océans ainsi que dans des dépôts marins actuels (vases vertes et sables). Se rencontre quelquefois dans les sols et dans la partie supérieure des produits de désagrégation de la roche en place (arènes), sur des roches intrusives (terrains marécageux).

Au cours de l'altération, la glauconie, instable, se dissocie en hydroxydes de fer et en silice. Ce processus est fréquemment à l'origine de nombreux dépôts d'hématites brunes (fer des marais).

Les gisements de glauconie sont fort nombreux et correspondent aux sédiments marins d'âges les plus variés accumulés à des faibles profondeurs. Nous n'indiquerons que quelques-uns des principaux gisements de l'U.R.S.S.

Un immense gisement de sables à glauconie du Crétacé supérieur sous-jacents à des couches de phosphorites s'étend au sein de la *dépression Russe Méridionale* (Ukraine). On décèle souvent, dans des sables à glauconie, des concrétions de phosphorites. Des grès glauconieux sont abondants dans les dépôts tertiaires, au milieu d'argiles siliceuses et des gaizes, le long du versant oriental de l'Oural, dans l'Ouest du Kazakhstan, dans la région de la Volga, en Ukraine, entre autres endroits.

Importance pratique. Minéral renfermant du potassium, la glauconie est utilisée comme engrais à l'état brut ou, mieux encore, après un traitement thermique approprié.

Les concentrés de glauconie fournissent une couleur de camouflage verte, bon marché, supérieure sous bien des rapports aux couleurs vertes usuelles (résistance aux acides, alcalis, absence de toxicité, etc.).

Sous le nom de néopermutite, la glauconie est utilisée comme adoucissant d'eaux calcaires dans les industries sucrière, vinicole,

textile et de brasserie, etc. Cette utilisation s'explique par l'aptitude de la glauconie à échanger des cations. Dans ce but, les concentrés de glauconie sont soumis à un traitement préalable au chlorure de sodium amenant l'adsorption des ions de sodium par le concentré. En faisant traverser un tel concentré par l'eau trop dure, on assiste à un échange de cations: les cations alcalino-terreux de l'eau sont adsorbés, tandis que les cations de sodium passent dans la solution, avec pour résultat final une eau adoucie.

6. Groupe serpentine-kaolinite

Ce groupe de minéraux, au même titre que bien d'autres groupes que nous venons d'étudier, comprend des silicates de magnésium hydratés (nickel) et d'aluminium (fer) qu'on peut réunir en deux sous-groupes: a) sous-groupe de la *serpentine* et b) sous-groupe de la *kaolinite*. Bien qu'on constate dans la serpentine (silicate de magnésien hydraté) la présence de Al_2O_3 en quantités négligeables (jusqu'à 5,68 %), et Fe_2O_3 y atteint presque toujours quelques %, tandis que dans la kaolinite on trouve du MgO (en quantités insignifiantes) à côté de Al_2O_3 , il faut pourtant se rendre à l'évidence que les espèces de composition intermédiaire ne sont pas répandues dans la nature. Ce fait justifie la subdivision de ces minéraux en deux sous-groupes.

Le trait commun des minéraux de ce groupe, ainsi que des deux suivants, est l'extrême facilité avec laquelle leurs composés, typiques, forment des matières colloïdales ou des agrégats crypto-écailleux. Des formations cristallines franches sont extrêmement rares.

SOUS-GROUPE DE LA SERPENTINE

Outre la serpentine et ses variétés, ainsi que la rewdanskite, nous décrivons ici le groupe des hydrosilicates aluminomagnésiens, connus sous le nom de palygorskite dont la composition est fort complexe.

SERPENTINE — $\text{Mg}_6[\text{Si}_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_8$ ou $3\text{MgO} \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. D'un mot latin voulant dire semblable au serpent (l'aspect tacheté de certains échantillons, surtout après polissage, évoque souvent la peau du serpent). D'où le nom de serpentine donné à la roche composée en majeure partie de ce minéral, et qui devrait plutôt s'appeler serpentinite. On disait autrefois « ophite » (de « serpent » en grec). Actuellement, on réserve cette appellation modifiée en « serpophte », à une variété de serpentine ressemblant à l'opale, riche en eau, à l'éclat cireux, de couleur homogène (vert pâle, blanc jaunâtre, moins souvent brun verdâtre). Cette variété s'appelait aussi « serpentine noble »; ses propriétés optiques montrent, entre autres, qu'on a affaire à un gel typique.

Une variété feuilletée qui ressemble à la chlorite, mais au clivage basal moins parfait, et fragile, porte le nom d'*antigorite* (val d'Antigorio, dans le Piémont, Italie). Elle a été mentionnée lors de la description du groupe des chlorites.

Composition chimique. $MgO = 43,0 \%$, $SiO_2 = 44,1 \%$, $H_2O = 12,9 \%$. Les rapports entre les composants varient quelque peu, surtout dans les variétés analogues aux colloïdes typiques, plus riches en eau (d'ordinaire jusqu'à 13-17 %). On dénote presque toujours la présence de FeO , de Fe_2O_3 et de NiO , comme impuretés.

Système monoclinique. La serpentine n'est jamais rencontrée sous forme de cristaux bien formés. Seule l'*antigorite* est une variété nettement cristalline, appartenant sans doute au système monoclinique. **Structure cristalline.** Le motif cristallin de l'*antigorite* se distingue de celui de la kaolinite essentiellement par le fait que les plaques qui caractérisent la structure micacée de l'*antigorite*, ont leurs couches de « brucite » tournées les unes vers les autres (voir fig. 340), c'est-à-dire qu'elles sont séparées par des feuillets doubles d'ions hydroxyles. **Etat d'aggrégation.** La serpentine se présente, d'ordinaire, en masses compactes, souvent plissées, avec des traces de glissement, parfois avec l'asbeste ou le serpophite finement veinés. Il est rare que l'on puisse observer à l'œil nu la structure lamellaire des serpentinites à *antigorite*.

Couleur vert foncé et, pour les éclats minces, vert bouteille de diverses nuances jusqu'à noir verdâtre, même quelquefois vert brunâtre. La serpophite a souvent une coloration vert olive pâle, avec une nuance de jaune. L'*antigorite* est grise, souvent avec un faible reflet bleuté. **Eclat** vitreux, gras, cireux pour la serpophite.

Dureté de la serpentine ordinaire 2,5 à 3; 3,5 pour l'*antigorite*, 2 pour la serpophite. **Clivage** n'est observé que pour les variétés d'*antigorite* lamellaires: parfait suivant $\{001\}$ et moins parfait suivant $\{010\}$. Les lames de clivage sont fragiles. **P.sp.** 2,5-2,7.

Caractères distinctifs. A l'œil nu, les masses de serpentine se reconnaissent assez facilement aux nuances caractéristiques vert foncé, à la dureté peu élevée, aux plans de glissement, à l'éclat gras dans la cassure, etc. Les serpentinites à *antigorite* ont des nuances grises typiques, une grande tenacité qui se manifeste quand on les éprouve au marteau, une dureté plus élevée que les serpentinites ordinaires.

Au chalumeau, fond difficilement sur les bords. Attaquée par HCl et H_2SO_4 . Dégage beaucoup d'eau en tube fermé.

Origine et gisements. Les serpentinites sont le résultat de l'action des processus *hydrothermaux* généralisés sur les roches ultrabasiques, surtout celles qui renferment de l'olivine (dunites, péridotites, etc.). La serpentine se substitue, d'abord à l'olivine et à l'énstatite, puis au diopside, à la hornblende, etc.

Sans énumérer les nombreux gisements, indiquons seulement que des massifs de serpentinites sont très répandus dans tout l'Oural,

au Caucase du Nord, en Transcaucasie (Arménie) et Sibérie, au Kazakhstan.

Soumises à l'altération, les roches serpentinisées se carbonatent graduellement et se décomposent, particulièrement sous un climat subtropical ou tropical. Des hydroxydes de fer, terreux, s'accumulent alors à la surface, sous forme de produits résiduels. La magnésie se combinant avec le gaz carbonique de l'air passe, sous forme de bicarbonates, dans les niveaux inférieurs de la zone d'oxydation. La silice passe dans la solution colloïdale et est ségrégée en opale qui souvent se substitue aux roches en place. Pareillement, le nickel, sous forme de silicates hydratés, est évacué et se dépose aux niveaux inférieurs.

Importance pratique. Les variétés compactes de la serpentinite, souvent de très jolie teinte, sont utilisées comme revêtement et dans la fabrication de bibelots (boîtes, cendriers, garnitures de bureau, etc.). Les variétés plus pauvres en silice (dunites serpentinisées) peuvent, additionnées de magnésite, servir de matière première pour la fabrication de briques réfractaires à forstérite, de haute qualité, destinées à la sidérurgie. Elles peuvent également représenter, pour l'industrie chimique, une source de composés de magnésium.

CHRYSOTILE-ASBESTE. N'est autre chose qu'une variété fibreuse de la serpentine. D'abord appelé chrysolite, de « chrysos », en grec, or et « tilos », fibre. Ce minéral a souvent, en effet, un reflet mordoré. D'habitude, on l'appelle asbeste ou chrysotile-asbeste pour le distinguer des asbestes amphiboliques.

La composition chimique est celle de la serpentine: $\text{MgO} = 43 \%$, $\text{SiO}_2 = 44,1 \%$, $\text{H}_2\text{O} = 12,9 \%$.

Système monoclinique d'après les investigations aux rayons X, prisme. Gr. sp. $C2/m(C_{2h}^2)$. $a_0 = 14,46$; $b_0 = 18,5$; $c_0 = 5,33$; $\beta = 93^\circ 16'$. **Etat d'aggrégation.** Dans des masses compactes de serpentine, l'asbeste remplit des veinules qui se détachent nettement (fig. 339) et dans lesquelles les fibres sont généralement perpendiculaires aux parois. La longueur des fibres varie entre des dixièmes de millimètres et 20 à 25 mm; quelquefois elle atteint 50 mm et dans de rares cas 160 mm.

Couleur. Jaune verdâtre avec reflet mordoré, quelquefois blanc, rarement brun, blanc comme neige une fois fondu. **Eclat** soyeux.

Dureté 2-3. Se débite en fibres extrêmement fines, élastiques, très résistantes dont l'épaisseur est de 0,0001 mm ou même moins (autrement dit les dimensions de la section transversale sont comparables à celles des particules de la phase dispersée de systèmes colloïdaux). **Autres propriétés.** Réfractaire au feu et aux alcalis. Mauvais conducteur thermique, électrique et phonique.

Caractères distinctifs. Est facilement reconnaissable à ses fibres agglomérées à axes parallèles et à l'élasticité de ces fibres. Se distin-

gue des asbestes amphiboliques par ses propriétés optiques (biréfringence) et son comportement vis-à-vis des acides.

Au chalumeau ne fond pas, blanchit. Se décompose dans HCl, à l'opposé des asbestes amphiboliques avec squelette de silice filamenteux. Egalement attaqué par l'eau de mer.

Origine et gisements. Les conditions générales de sa genèse sont semblables à celles de la serpentine, autrement dit il résulte de l'altération hydrothermale de roches ultrabasiques riches en

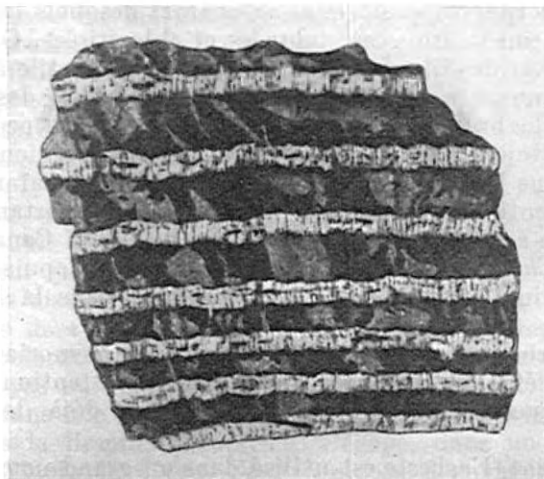


Fig. 339. Veinules parallèles de chrysotile-asbeste.

magnésie. Toutefois, le chrysotile-asbeste se rencontre plus rarement que les masses de serpentines ordinaires, ce qui indique qu'il s'est formé dans des conditions quelque peu différentes.

Le chrysotile-asbeste est observé dans des veines filoniennes ou des concentrations homogènes de serpentine de forme irrégulière et à apparence différente des roches encaissantes serpentinisées. Le mécanisme de la formation du chrysotile-asbeste n'est pas encore complètement élucidé. Il semble qu'à leur naissance les masses de serpentine continues constituaient un gel qui, perdant du volume en se desséchant, aurait pu se couvrir de fentes de rupture. C'est justement dans ces fentes qu'avaient pu se constituer, au fur et à mesure que s'écartaient les parois, des masses de fibres extrêmement fines aux axes parallèles à la direction de l'étirement et ceci indépendamment du nombre et de l'allure des fentes formées. Le parallélisme rigoureux des fibres relève du même ordre de faits que le phénomène que nous observons lorsque nous essayons de décoller une plaque fraîchement fixée à l'aide d'une colle au caoutchouc

(les molécules de caoutchouc forment des fibres nettement orientées et possèdent un éclat soyeux caractéristique). Dans le cas qui nous intéresse, les fibres de chrysotile-asbeste en croissance ne pouvaient recevoir un apport nourricier que de la masse colloïdale encaissante de serpentine.

En U.R.S.S., le gisement de chrysotile-asbeste de *Bajenov* présente des serpentinites asbestifères au milieu de péridotites, sous forme d'un réseau de veinules croisées, s'étirant sur plusieurs kilomètres. Dans la même direction courent des filons d'aprites dioritiques et de porphyres quartzeux, au contact desquels les serpentines ont été fortement froissées, talquées et chloritisées. On trouve, en paragenèse avec des filons et des veinules de chrysotile-asbeste, de la serpentine compacte, de la serpophite, quelquefois des carbonates, du talc, de la brucite, etc. Des gisements de ce type sont connus à Alapaïev, Rejev, Krasnoouralsk et dans d'autres régions de l'Oural, ainsi que dans la zone de serpentinites des Monts Saïan.

Il faut mentionner, dans les autres pays, les importants gisements de chrysotile-asbeste de la province de *Québec* au Canada, et celui de l'île de *Chypre* dans la Méditerranée connu depuis l'époque de Plutarque, ainsi que le gisement de *Shabani* dans la Rhodésie du Sud.

Importance pratique. Depuis des temps immémoriaux l'asbeste, par ses propriétés extraordinaires, avait attiré l'attention de l'homme. Il semble que depuis l'Antiquité on savait déjà le filer et le tisser.

Actuellement, l'asbeste est utilisé dans un grand nombre d'industries. Avec les fibres d'asbeste dont la longueur dépasse 8 mm on fabrique des costumes réfractaires, rideaux de théâtre, filtres spéciaux, rubans pour freins de voiture dont l'usure est très lente et toutes sortes d'objets à base d'asbeste et de caoutchouc. Les fibres courtes (2 à 8 mm) mélangées au ciment (dans une proportion de l'ordre de 15 %) sont utilisées pour la fabrication de toits réfractaires solides et légers, de tubes, cartonnages, papiers isolants et isolants électriques. Les calibres encore plus petits sont utilisés comme garnitures isolantes (asbestite, etc.), ou dans la fabrication de couleurs réfractaires, de lubrifiants pour chaudières, de crépis, etc.

Les déchets des usines où l'on concentre l'asbeste peuvent être utilisés dans l'industrie chimique, et dans l'agriculture comme engrais pour certaines cultures (par exemple la betterave).

REWDAISKITE — $(\text{Ni}, \text{Mg})_6 [\text{Si}_4 \text{O}_{10}] [\text{OH}]_8$ ou $3(\text{Ni}, \text{Mg})\text{O} \times 2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Le nom vient du lieu de la découverte (région de Rewdinsk, Oural central, 1867). En fait, c'est une variété colloïdale de l'espèce minérale, analogue à la serpentine.

Plus tard, en 1908, on découvrit une variété cristalline de même composition chimique. Elle fut appelée *népouite* (également d'après le lieu de la découverte, Népoui, ville en Nouvelle-Calédonie).

Composition chimique analogue à celle de la serpentine, avec toutefois la différence que la rewdanskite (népouite) renferme NiO en quantités bien plus considérables, souvent de beaucoup supérieures à MgO .

Système monoclinique. Les examens aux rayons X de la népouite montrent une grande similitude avec l'édifice cristallin des minéraux du groupe de la kaolinite. **Aspect des cristaux.** La népouite est rencontrée sous forme de petits cristaux vermiculaires (comme la kaolinite). Elle est plus répandue en agrégats écailleux. La rewdanskite est observée en masses cryptocristallines compactes, pulvérulentes et terreuses.

Couleur. Celle-ci va du vert pâle avec reflet bleu (turquoise) à un vert vif ou grisâtre avec reflet jaunâtre. Eclat nacré pour les variétés cristallines (sur les plans de clivage), pour les variétés colloïdales, gras, cireux, mat. Pour la variété avec la proportion $\text{Ni}:\text{Mg} = 3:7$, les indices de réfraction sont: $N_g = N_m = 1,56$, $N_p = 1,53$.

Dureté 2-2,5. Clivage parfait suivant $\{001\}$. P. sp. 2,5-3,2 (suivant la teneur en nickel).

Caractères distinctifs. A première vue, la népouite se reconnaît aux agrégats de type chloritique, composés d'écailles et de fines lamelles, à coloration généralement pâle, d'un vert bleuté.

Ne fond pas au chalumeau, ou très difficilement. Calcinée sur du charbon dans une flamme oxydante, brunit, et devient d'un brun velouté dans la flamme réductrice. Dégage, dans un tube fermé, une quantité notable d'eau. Se décompose dans HCl chaud avec gelée de silice visqueux. Donne avec la diméthylglyoxime la réaction du nickel, ce qui constitue un de ses traits caractéristiques, de même qu'avec la perle de borax.

Origine et gisements. La rewdanskite se rencontre exclusivement dans le manteau de débris superficiel des roches ignées ultrabasiqes massives, qui renferment des silicates de magnésium pauvres en nickel (olivine, enstatite, serpentine, etc.). On a observé des cas de pseudomorphoses de rewdanskite en débris de serpentinite avec conservation de la texture originelle. Ce fait montre que la rewdanskite a une origine métasomatique, le nickel s'étant substitué au magnésium dans le réseau cristallin. Il semble que le nickel ait été fourni par des infiltrations d'eau chargée de différents composés de cet élément formés dans la partie supérieure du manteau de débris superficiel au cours de la désagrégation des minéraux primaires de roches ultrabasiqes.

La rewdanskite se rencontre en quantités notables dans les régions de *Rewdinsk* et *Oufaleï* (Oural central), dans les gîtes de minerais de nickel silicaté. Les variétés cristallines furent, dans la majorité des cas, décelées dans les dépôts de serpentinites remplissant des dépressions karstiques, le long du contact des calcaires et des massifs de roches ultrabasiqes (gisement de Tiouliénevsk). Sa présence

a également été constatée dans les gisements de *Khalilovo* et *Akker-manov* (Oural du Sud).

Importance pratique. Au même titre que d'autres silicates de nickel hydratés, la *rewdanskite* est un minerai de nickel dont l'importance pour l'industrie n'est plus à démontrer.

PALYGORSKITE— $m\text{MgO} \cdot 3\text{SiO}_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O} - n\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$. Composition variable. A. Fersman a constaté de larges écarts dans les rapports entre Mg et Al, en allant des variétés à forte prédominance de MgO sur Al_2O_3 à celles où la proportion de ces composants est inversée. Les variétés riches en Al_2O_3 où Al et Mg s'équilibrent, s'appellent *palygorskites*, les variétés pauvres dont la composition est voisine de celle de la sépiolite ($2\text{MgO} \cdot 3\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) sont dites *pilolites*. En outre, Fe^{++} se substitue à une partie de Al.

Tous ces minéraux présentent une structure fibreuse enchevêtrée, souvent visible au microscope, très caractéristique et possèdent des propriétés physiques originales que reflètent des appellations anciennes de ces minéraux : cuir de montagne, liège de montagne, bois de montagne (ils ressemblent à de restes de bois sec en état de décomposition), viande de montagne, etc. Très poreuses, ces matières ont un poids apparent très faible et flottent à la surface de l'eau.

Couleur blanche, quelquefois avec une nuance de jaune, ou grise avec nuances jaunâtres ou brunâtres. *Nm* de l'ordre de 1,55. **Dureté** 2-2,5. Les morceaux détachés plats et minces se laissent facilement plier. **P. sp.** 2,1-2,3. A l'état sec, la palygorskite absorbe beaucoup d'eau. Au chalumeau elle fond en un verre laiteux bulleux. A chaud se dissout dans H_2SO_4 avec squelette de SiO_2 . Chauffée jusqu'à 220° , elle perd graduellement H_2O (environ 15 %), puis le dégagement d'eau marque un temps d'arrêt et reprend entre 370 et 410° (les derniers 5-6 %).

Elle est relativement rare. Résulte le plus souvent de l'altération de roches relativement riches en magnésie en formant fréquemment dans des fentes des plaques épaisses rappelant le carton. Elle constitue également des nids et des bancs irréguliers dans des roches sédimentaires.

Lorsqu'elle existe en concentrations importantes, elle peut être utilisée comme matériau de construction insonorisant et calorifuge pour des cloisons, etc.

En U.R.S.S., la palygorskite se rencontre en quantités relativement importantes au bord des rivières, dans les régions de la Volga moyenne, de Gorki, dans la République Socialiste Autonome de Tatarie (district de Tietouchin), en Ukraine (régions de Korostegne, de Berditchev, etc.), en Crimée (Kourtzy près de Simféropol), dans le Caucase du Nord le long des affluents de la Malka, en Sibérie Occidentale (Alataou de Kouznetsk), etc.

On a rangé dans ce sous-groupe trois modifications polymorphes monocliniques de la même substance, qu'on peut considérer, au point de vue chimique, comme un silicate basique d'aluminium.

KAOLINITE — $\text{Al}_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_8$ ou $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Du mot chinois très ancien « Kao-Ling » (montagne haute), localité où a été exploité le gisement de kaolin. La kaolinite est de loin le plus répandu des minéraux de ce sous-groupe.

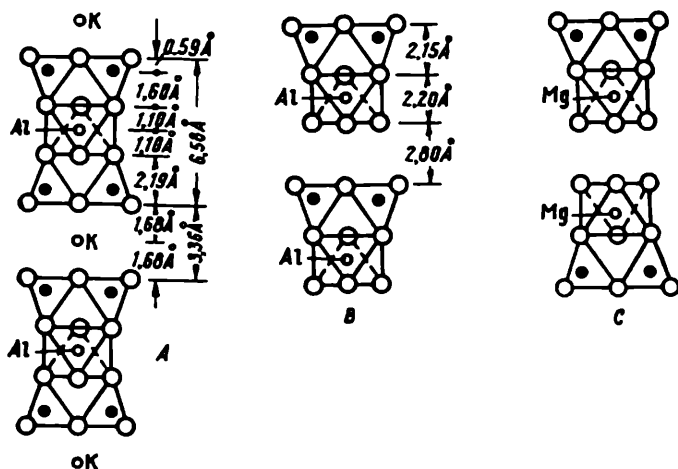


Fig. 340. Schéma du motif cristallin de la kaolinite (B) comparé à celui de la muscovite (A) et de l'antigorite (C).

Composition chimique. $\text{Al}_2\text{O}_3 = 39,5 \%$, $\text{SiO}_2 = 46,5 \%$, $\text{H}_2\text{O} = 14 \%$. Les teneurs des différents composants sont sujettes à variation. On constate la présence, en quantités négligeables, de Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , BaO , etc.

Système monoclinique; dièdre sans axes, sym. P . Gr. sp. $Cc(C_2^1)$. $a_0 = 5,14$; $b_0 = 8,90$; $c_0 = 14,45$; $\beta = 100^\circ 12'$.

Structure cristalline. Ainsi que dans tous les autres minéraux micacés, les groupes de tétraèdres SiO_4 (où l'aluminium n'entre pas) sont soudés par trois sommets en une couche de réseau hexagonal normal, tandis que chaque quatrième sommet occupé par l'oxygène entre dans la trame de la couche inférieure à « hydrargillite » (fig. 340). Dans de tels feuillets doubles, la charge négative totale de l'anion complexe et des anions hydroxyles est presque entièrement compensée par la charge positive des cations Al. Comme le montre la figure 341, le long du contact de chacun de ces assemblages foliacés avec le suivant, les groupes hydroxyles se placent d'un côté, et les ions oxygène de la couche tétraédrique suivante, de l'autre. Ce mode d'arrangement propre aux cristaux de la kaolinite explique d'une

façon simple le clivage basal parfait et l'exfoliation en lamelles très minces des minéraux de ce groupe.

Aspect des cristaux. Les cristaux lamellaires plus ou moins bien formés sont exceptionnels, et de très petites dimensions (jusqu'à 1 mm). Encore est-il probable qu'il s'agit de ceux de la dickite, et non pas de kaolinite. Plus souvent on observe des fragments de cristaux columnaires incurvés ayant l'apparence de lombrics (fig. 342). Les écailles et les lamelles isolées ont un faciès hexagonal, moins souvent orthorhombique ou rhomboédrique. **Etat d'agrégation.** Masses friables,

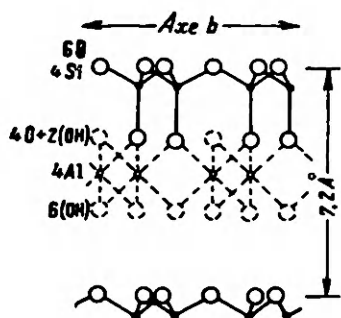


Fig. 341. Arrangement et nombre d'ions dans une couche structurale de la kaolinite.



Fig. 342. Fragments de cristaux en forme de vers de kaolinite (grossis 20 fois).

écailleuses ou compactes, finement grenues; quelquefois, la kaolinite se présente en masses stalactiques.

Couleur. Les écailles et les lamelles isolées sont incolores. Les masses compactes sont blanches, quelquefois avec reflet jaune, brunâtre, rougeâtre, parfois verdâtre ou bleutée. Eclat nacré pour les écailles et paillettes isolées, mat pour les masses compactes. $N_g = 1,566$, $N_m = 1,565$ et $N_p = 1,560$.

Dureté environ 1. Les écailles isolées sont flexibles, mais non élastiques. A l'état sec, les masses terreuses semblent dures au toucher. **Clivage** parfait suivant {001}. On note également des directions de clivage parallèles aux figures de percussion à six rayons. **P. sp.** 2,58-2,60.

Caractères distinctifs. En masses terreuses compactes, la kaolinite s'effrite facilement entre les doigts; absorbant de l'eau avec avidité, à l'état sec, elle donne, gorgée d'eau, une pâte extrêmement plastique. Les variétés finement cristallisées se reconnaissent au microscope à la forme des écailles et aux constantes optiques. Les masses cryptocristallines peuvent être déterminées approximativement

suivant les indices de réfraction, et, avec plus de précision, suivant les résultats des examens aux rayons X, par les courbes thermiques, par d'autres méthodes encore.

Au chalumeau ne fond pas. Est peu attaquée par HCl et HNO₃. Dans H₂SO₄ (surtout à chaud) se décompose avec une facilité relative. Calcinée jusqu'à 500°, se dissout entièrement dans HCl. Les variétés blanches, dépourvues d'hydroxydes de fer, prennent une jolie couleur bleue après avoir été grillées avec du nitrate de cobalt (présence de Al).

Origine et gisements. Pour l'essentiel, elle se forme au cours de l'*altération* de roches ignées et métamorphiques, riches en aluminosilicates (feldspaths, micas, zéolites): granites, gneiss, porphyres quartzeux, etc. Le processus de formation de la kaolinite se déroule en présence de H₂O et de CO₂. Les alcalis ainsi qu'une partie de SiO₂ et des alcalino-terreux sont alors évacués sous forme de carbonates, tandis que le quartz et d'autres minéraux chimiquement stables restent englobés en inclusions dans la masse argileuse qui porte le nom de *kaolin* ou argile kaolinique. Fréquemment, les masses de kaolin accumulées de la sorte subissent des lessivages et des transports et se redéposent, loin des lieux de leur genèse, dans les bassins sans écoulement, sous forme de couches de dépôts de vase, finement dispersées, débarrassées des inclusions grossières de minéraux étrangers.

Des phénomènes de kaolinisation se manifestent également au cours des processus *hydrothermaux*, sous l'action probable d'eaux acides (renfermant principalement du CO₂), sur ces mêmes aluminosilicates et silicates d'aluminium dépourvus d'alcalis. En fait, ce processus aboutit à la pseudomorphose de kaolinite en différents minéraux avec conservation des formes extérieures ou des contours originaux. (Telles sont, par exemple, les pseudomorphoses de kaolinite en feldspaths, muscovite, topaze, scapolites, leucite, andalousite, pyrophyllite, etc.)

Au cours de processus de métamorphisme régional, à de hautes températures, les argiles se transforment en schistes argileux compacts (argillites et phyllites). Au-dessus de 300°, la kaolinite se désintègre complètement se dissociant, en cas de présence d'alcalis, en séricite, micas, feldspaths, etc., et, en cas de leur absence, en silicates d'aluminium: andalousite, sillimanite, disthène, grenats et autres minéraux constituant des schistes cristallins.

Parmi les nombreux gisements en U.R.S.S., nous n'en citerons que quelques-uns. Ils sont abondants en Ukraine, dans les zones d'altération des affleurements de roches cristallines massives de la Plate-forme de Russie méridionale (granites, gneiss, syénites, etc.). Les plus importants sont: Gloukhovetskoïé, Tourbovskoïé et Raïkovskoïé, Bélaïa Balka et Tchassov-Iarskoïé, etc. Dans l'*Oural*, un grand nombre de gisements primaires et secondaires de kaolins, réfractaires pour la plupart, se situe sur le versant est dans les régions de Sverdlovsk et Tchéliabinsk (Kourinskoïé, Troïtsko-Baïnovskoïé,

Elénovskoïé, etc.). Des argiles réfractaires, correspondant à des dépôts charbonneux des lacs et marais, sont également répandues dans le Bassin houiller de Moscou.

Parmi les gisements d'autres pays, indiquons ceux, de première importance, de kaolin primaire dans la *Cornouailles* et dans le *Devonshire* (Grande-Bretagne); ceux de *Karlovy-Vary* (Tchécoslovaquie); de nombreuses localités de *Bavière* et de *Saxe* (porcelaine de Saxe et de Bavière); *Saint-Yrieix* en France (porcelaine de Limoges et de Sèvres); et d'une qualité hors-série, les gisements de *Chine* (montagne de Kao-Ling, près de Yaoutchao-Fu) entre tant d'autres.

Importance pratique. Le kaolin est utilisé dans un grand nombre d'industries. Suivant la quantité de corps étrangers, il est utilisé soit à l'état brut, c'est-à-dire sans enrichissement préalable, soit après décantation dans des installations appropriées.

1. Le consommateur principal, et le plus ancien entre tous, est l'industrie *céramique*. Epuré des oxydes de fer, le kaolin est principalement utilisé dans la céramique fine pour la fabrication de porcelaines et faïences à cause de ses remarquables qualités plastiques, son aptitude à former avec de l'eau des suspensions stables et à produire, après cuisson, une matière dure et solide qui n'absorbe pas l'eau et reste stable aux températures basses et élevées. Les argiles réfractaires à point de fusion élevé ($1\ 580^{\circ}$), qui souvent renferment des hydrates d'alumine libre, sont surtout utilisées en sidérurgie sous forme de briques de chamotte, bouchons, tubes, entonnoirs, etc. On utilise, pour en faire de la poterie, des tuiles, etc., des argiles kaoliniques de qualité inférieure dites à terre cuite, à tuiles, à briques, etc.

2. Dans le *bâtiment*, les argiles sont utilisées en tant que matière imperméable: couches protectrices des sous-sols, réservoirs d'eau, briqueterie, ciment, etc.

3. En *papeterie* le kaolin trouve un emploi comme remplissage et apprêt, lorsqu'il s'agit de rendre la surface du papier plus lisse, ou le papier plus épais. Dans certains papiers la teneur en kaolin atteint jusqu'à 40 %.

4. On utilise également la kaolinite dans la fabrication de toiles cirées, linoléum, peintures à l'huile de lin, etc., crayons, couleurs, notamment bleu d'outremer (mêlé à l'alumine, la soude, le soufre et à des matières organiques), comme source d'oxyde d'aluminium, etc. N'oublions pas le rôle que les argiles finement dispersées sont appelées à jouer sous forme de « solutions argileuses » (suspensions stables) lors des forages de prospection du pétrole, du sel et de toute une série de minéraux non consistants: on les utilise pour le colmatage (remplissage de petites cavités à l'intérieur des roches latérales fissurées); elles empêchent l'effondrement des parois des forages; mêlées au liquide de forage dont elles augmentent le poids spécifique, elles facilitent également l'extraction des débris de minerais broyés.

DICKITE — $\text{Al}_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_8$. Système monoclinique. Avant d'être examinée aux rayons X, on la rangeait dans les kaolinites. Dédicée à Dick qui a découvert ce minéral en 1888 et l'a décrit sous le nom de kaolinite.

Sa structure cristalline est analogue à celle de la kaolinite. On y retrouve les mêmes feuillets continus en anneaux hexagonaux, mais dans chaque couche supérieure l'orientation des hexagones n'est plus la même. Gr. sp. $Cc(C_2^2) \cdot a_0 = 5,14$; $b_0 = 8,94$; $c_0 = 14,42$; $\beta = 96^\circ 50'$. La dickite se rencontre souvent sous forme de petits

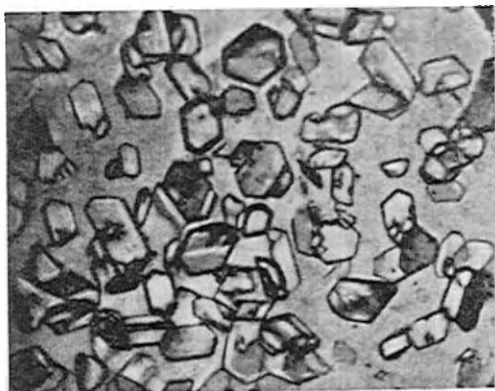


Fig. 343. Cristaux de dickite (grossis 200 fois).

cristaux transparents, plus ou moins bien formés, en lamelles hexagonales, au diamètre de l'ordre du dixième de millimètre (fig. 343). Cette cristallisation plus fréquente de la dickite s'explique par un arrangement plus symétrique des ions OH par rapport aux ions O, dans l'édifice cristallin de la dickite par rapport à celui de la kaolinite.

Incolore, blanche dans des masses pulvérulentes, quelquefois avec des reflets brunâtres, jaunâtres ou verdâtres. Eclat nacré. $N_g = 1,566$, $N_m = 1,562$ et $N_p = 1,560$. Dureté environ 1. Clivage parfait suivant $\{001\}$. P. sp. 2,589 (théorique). Déshydratée à la température de 540° .

Rencontrée le plus souvent comme minéral hydrothermal de basse température, souvent en association avec des sulfures, des dolomites, de la fluorine, etc., elle se présente en croûtes cristallines dans les cavités drusiques. Elle a également été observée dans des géodes de calcédoine.

En U.R.S.S., la dickite a été trouvée en grandes masses au Kazakhstan central, notamment à Kara-Tchékou, dans des porphyres, de brèches tufacées et volcaniques soumises à l'altération hydrothermale. Ici fut trouvée une roche tenace de dickite pure (phylliteuse).

Il est curieux de noter que l'apparition de la dickite suit de près la séricitisation des feldspaths. Les dimensions des écailles de dickite dans la roche atteignent 0,1 mm et 0,5 mm.

NACRITE — $\text{Al}_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_2$. Système monoclinique. La structure cristalline se distingue de celle de la kaolinite par un moindre décalage des assemblages foliacés les uns par rapport aux autres. Gr. sp. $Cc(C_2)$. $a_3 = 5,16$; $b_0 = 8,93$; $c_0 = 28,66$; $\beta = 91^\circ 43'$. On la rencontre en cristaux tabulaires assez gros (jusqu'à 5 mm de diamètre), de faciès hexagonal. Elle est également observée en agrégats de lamelles rayonnantes et en masses compactes ou en écailles minces.

Incolore ou blanche avec reflet jaune. Eclat nacré. $N_g = 1,563$, $N_m = 1,562$ et $N_p = 1,557$. Dureté environ 2. Clivage parfait suivant $\{001\}$. P.sp. = 2,627.

La nacrite apparaît dans des conditions tant exogènes qu'endogènes, probablement dans un milieu acide. Elle est fréquente dans les Monts Métallifères (Saxe), notamment à Brand, en cristaux tabulaires groupés en gerbes rayonnantes autour de la galène et à Saint-Peter's Dome, dans le Colorado (U.S.A.), avec du mica et de la cryolithe.

7. Groupe de la halloysite

Ce groupe comprend un nombre assez considérable d'espèces minérales et de variétés de composition relativement complexe qu'on étudie actuellement en détail. Nous décrirons ici la variété purement alumineuse, ensuite celle qui renferme du nickel, la garniérite, et enfin les formations mixtes, garniérite-halloysite. D'habitude, ces minéraux se présentent en formations colloïdales ou méta-colloïdales.

Toutes ces espèces minérales possèdent des propriétés physiques communes et sont voisines par le mode de leur formation, étant des gels qui résultent de la coagulation de collosols, dans des conditions purement exogènes. Le trait caractéristique de ces minéraux, et qui les différencie du groupe précédent, est la présence dans leur composition d'une certaine quantité d'eau moléculaire faiblement retenue dans le réseau cristallin.

Il est curieux de noter qu'après déshydratation (même partielle), on n'observe plus de nouvelle adsorption d'eau; c'est là une différence essentielle entre les minéraux du groupe examiné et ceux du groupe suivant (montmorillonite). Les masses desséchées ont une dureté relativement plus élevée et une cassure plane conchoïdale; cette dernière se laisse polir à l'ongle. Il est également caractéristique que les masses déshydratées se divisent en une multitude de petits fragments aux angles aigus.

La structure cristalline de la halloysite, le mieux connu des minéraux du groupe, n'est pas tout à fait identique à celle de la kaolinite

malgré la similitude de composition (l'halloysite contient aussi $2\text{H}_2\text{O}$). La figure 344 montre que la couche d'hydrargillite se soude de façon analogue dans les deux édifices cristallins (voir fig. 341). On admet toutefois que la couche de tétraèdres SiO_4 présente des différences notables. Les sommets des tétraèdres aux ions oxygène actifs sont dirigés dans la trame de la halloysite tantôt vers le bas, tantôt vers le haut (alternativement). On pense de même que des anions hydroxyles $[\text{OH}]^-$, plus faibles, se substituent aux ions oxygène dans les sommets dirigés vers le haut. Ce serait là l'explication de la rétention des couches de molécules H_2O dans l'édifice. La liaison de ces dernières avec la couche d'hydrargillite sus-jacente est évidemment plus faible.

La variété purement magnésienne des minéraux du groupe de la halloysite est loin d'être suffisamment connue, et sa formule chimique n'a pas encore été précisée. Il faut noter que très souvent les silicates de magnésium hydratés ont été décrits sous une même rubrique, malgré des différences dans leurs propriétés chimiques.

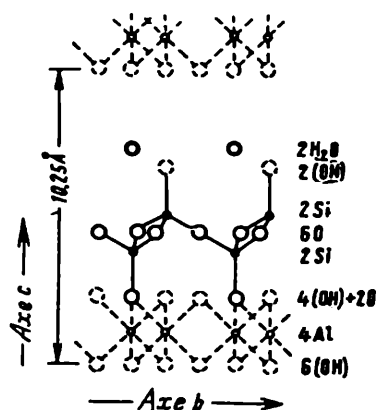


Fig. 344. Structure cristalline de la halloysite.

HALLOYSITE — $\text{Al}_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}^1$ ou $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$.

Composition chimique. $\text{Al}_2\text{O}_3 = 34,7\%$, $\text{SiO}_2 = 40,8\%$, $\text{H}_2\text{O} = 24,5\%$. La moitié de la teneur en eau se présente sous forme d'hydroxyles, le reste sous forme de molécules H_2O . La quantité d'eau moléculaire est variable (moins de $4\text{H}_2\text{O}$); avec elle varient également les teneurs des autres composants. En tant qu'impuretés, on note souvent la présence, en quantités négligeables, de Fe_2O_3 , Cr_2O_3 , MgO , FeO , quelquefois de NiO , CuO , ZnO .

Système monoclinique; dièdre sans axes. Gr. sp. $\text{Cm}(\text{C}_2^2)$. $a_0 = 5,20$; $b_0 = 8,92$; $c_0 = 10,25$; $\beta = 100^\circ$. On la rencontre en masses presque mates ayant l'apparence de gel et à cassure conchoïdale plane. Il est caractéristique que les particules finement dispersées de la halloysite montrent sur les photos obtenues à l'aide du microscope électronique des formes en baguettes qui diffèrent des particules tabulaires de kaolinite.

La couleur est blanche, souvent avec des reflets différents: jaunâtre, brunâtre, rougeâtre, bleutée, verdâtre. L'enveloppe externe est souvent ferreuse. Eclat cireux pour les variétés fraîches

¹ Formule simplifiée.

porcélaniques, mat pour les variétés poreuses et friables. L'indice de réfraction moyen varie de 1,547 à 1,550 (augmente avec la diminution de H_2O).

Dureté 1-2. Fragile. Se polit facilement par un frottement d'ongle. Les variétés friables rappellent souvent au toucher du talc. Les variétés compactes, une fois desséchées, se fendillent à l'air et se divisent en très petits *fragments anguleux*, à cassure conchoïdale plane (phénomène caractéristique pour tous les minéraux du groupe de la halloysite). P.sp. varie avec la teneur de H_2O entre 2,0 et 2,2.

Caractères distinctifs. Il est impossible de distinguer à l'œil nu les variétés friables de la halloysite de leurs analogues kaoliniques. Même leurs courbes thermiques sont pratiquement les mêmes. En revanche, elle diffère essentiellement de la kaolinite par sa teneur en eau, les constantes optiques, et aussi par le comportement des courbes de déshydratation, notamment aux stades initiaux (voir fig. 32). La dureté peu élevée, le polissage par l'ongle et le faible poids spécifique sont également caractéristiques.

Au chalumeau ne fond pas. Dégage une quantité assez considérable d'eau dans le tube fermé. Se décompose partiellement dans les acides et les alcalis, surtout à chaud. Dans l'eau, se morcelle graduellement sans gonfler. A l'état sec happe à la langue.

Origine et gisements. La halloysite se présente comme un minéral exogène typique et se rencontre principalement dans le manteau de débris superficiel des roches (gabbros, diabases, porphyrites, etc.) et dans certains gîtes de minerais de nickel, cuivre et zinc; d'ordinaire, elle forme des masses lenticulaires et des nodules, souvent en association avec d'autres minéraux de ce groupe, ainsi qu'avec de l'alunite, quelquefois du diaspoire, de la montmorillonite, etc.

Elle se rencontre également dans les dépressions karstiques, au milieu de calcaires, et, enfin, dans les sols acides, riches en acides organiques.

La halloysite est assez largement répandue dans le manteau de débris superficiel de nombreux gîtes de silicates de nickel hydratés, dans l'Oural du Sud: *Aïdyrlinskoïé*, *Khalilovskoïé*, etc. D'ordinaire, elle est souillée par diverses impuretés chimiques et mécaniques. Elle a été notée pour le gisement *Jouravlińskié* sur les rives de la Tchousovaïa (Oural), dans une dépression karstique, en même temps que de l'alunite et de l'hydrargillite, le long du contact des calcaires et des argiles brunes, dans la région de *Krivoï Rog*, de *Minoussinsk*, etc.

Ailleurs, elle a été trouvée, pour la première fois, à Angleur, près de Liège, dans la région d'anciennes mines de fer et de zinc, au sein des calcaires.

La halloysite n'a pas d'application pratique.

GARNIÉRITE — $Ni_4[Si_4O_{10}][OH]_4 \cdot 4H_2O$ ou $Ni_6[Si_4O_{10}][OH]_6 \times 4H_2O$? Synonyme: nouméite.

Composition chimique variable. On constate, à peu près régulièrement, sous forme de mélange isomorphe avec NiO, la présence de MgO pouvant aller jusqu'à 15% et au-delà, attestant un haut degré de miscibilité.

Système inconnu. Apparaît sous forme de gels et d'agréats cryptocristallins, plus rarement en masses stalactiques (dans les cavités des roches) ou terreuses.

Couleur. Très vive, vert bleuté, moins souvent bleu à nuance verdâtre ou vert d'herbe. Eclat d'ordinaire mat, quelquefois cireux, gras. L'indice de réfraction moyen oscille entre 1,566 et 1,590.

Dureté 2-2,5. L'ongle ne laisse pas de trace, mais polit. Fragile. Cassure conchoïdale plane. P. sp. 2,3-2,8.

Caractères distinctifs. Voisine de la halloysite par ses propriétés physiques. Les variétés riches en nickel se reconnaissent à leur vive coloration d'un vert d'herbe. Des déterminations plus sûres des variétés aux colorations pâles ne sont possibles qu'à l'aide des analyses chimiques et des constantes optiques.

Au chalumeau ne fond pas. Calcinée dans la flamme réductrice, acquiert des propriétés magnétiques. Chauffée, elle se dissout dans HCl concentré.

Origine et gisements. Comme tous les silicates de nickel hydratés, elle se constitue au cours de l'altération énergétique de roches ultrabasiques (dunites, péridotites, serpentinites) sous un climat chaud tropical et même subtropical. Elle est moins souvent observée dans des dépressions karstiques, à la limite des calcaires et des massifs de serpentinites, associée à des espèces minérales de la série halloysite-garniérite. Dans le manteau de débris superficiel des serpentinites, elle se rencontre à des niveaux plus élevés que les hydrosilicates magnésiens, pauvres en nickel. Il semble qu'elle se forme dans des milieux faiblement alcalins ou neutres. On rencontre à peu près régulièrement, associé à la garniérite, du quartz d'origine exogène qui remplit des veinules dans les fissures de dessiccation. À l'air sec, la garniérite se déshydrate partiellement, se fissure et se transforme en masses terreuses.

En U.R.S.S., la garniérite se trouve dans les gisements de la région d'Oufaléï (Oural central) parmi les formations argileuses de la série halloysite-garniérite. Elle s'y concentre dans les dépressions fermées des calcaires, au voisinage d'un massif de serpentinites. Elle est également assez courante dans le manteau de débris superficiel des serpentinites des régions d'*Akkermanovskoïé* (près d'Orsk) et *Khalilovo* (Oural du Sud), ainsi que dans les gisements de *Kempirsai* (région d'Aktioubinsk) dans des conditions identiques.

Elle avait été découverte pour la première fois en *Nouvelle-Calédonie*, près de Nouméa. Les minerais de nickel silicatés s'y trouvent, comme cela se passe aussi pour l'Oural, sous les débris ferreux résultant de l'altération des serpentinites massives.

Importance pratique. La garniérite, au même titre que d'autres silicates de nickel hydratés, est un des principaux minerais de nickel.

GARNIÉRITE-HALLOYSITE — $n\{(\text{Ni}, \text{Mg})_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}\} - (100 - n)\{(\text{Al}, \text{Fe})_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_8 \cdot 4\text{H}_2\text{O}\}$. Cette série englobe de nombreuses espèces minérales qui se différencient les unes des autres par leur composition chimique et leur coloration.

La **composition chimique** varie dans de larges limites. Outre les composants indiqués dans la formule, on note quelquefois la présence, en quantités négligeables, de Cr_2O_3 , FeO , MnO , CaO et d'alcalis. Il est caractéristique que le rapport $(\text{RO} + 2\text{R}_2\text{O}_3) : \text{RO}_2$ se rapproche de 1, tandis que le rapport $\text{RO} : (\text{RO} + \text{R}_2\text{O}_3)$ varie de 0 à 1. Comme c'est le cas pour tous les minéraux de cette série, la quantité d'eau moléculaire est variable : par suite d'une déshydratation partielle à l'air, elle ne répond pas à la teneur indiquée par la formule.

Etat d'agrégation. Se rencontrent en concrétions fragiles d'apparence de gels, souvent réduites en menus morceaux par la dessiccation.

La **couleur** varie avec la composition. On peut observer, en allant de la ferri-halloysite à la garniérite, la gamme de couleurs suivante : brun ou chocolat, brun clair, brun-jaune, paille, jaune verdâtre, vert pâle ou vert bleuté, vert vif. **Eclat** cireux, mat (pour les variétés partiellement déshydratées). $N = 1,58-1,60$.

Dureté 1-2. Ces argiles sont fragiles. Au fur et à mesure de la déshydratation à l'air, elles se disloquent en menus morceaux avec cassure conchoïdale plane. Leurs *p. sp.* ont également des valeurs très voisines (2-2,5).

Caractères distinctifs. Les mêmes que ceux indiqués déjà pour la halloysite et la garniérite : dureté peu élevée, dislocation en fragments au cours de la déshydratation, polissage par l'ongle, etc.

Origine et gisements. Se constituent au cours de l'altération de roches ultrabasiques. La source principale de nickel, de magnésium et de fer est la serpentine et les minéraux aux dépens desquels elle s'est formée. Par contre, l'aluminium, surtout lorsqu'il s'agit d'espèces minérales du groupe étudié riches en alumine, est d'ordinaire extrait des roches latérales encaissant les massifs de serpentinites, par exemple des porphyrites, des schistes argileux, etc.

Les minéraux de cette série ont été étudiés en détail dans les gîtes de minerais de nickel silicatés, situés dans l'Oural central (*Pétrovskoïé*, *Tioulénevskoïé*, *Novo-Tchéremchanskoïé*, *Golendoukhinskoïé*, etc.). Ils s'y trouvent fréquemment en formations de couverture sur des marbres ou en nodules dans des argiles halloysitiques, au voisinage des massifs de serpentines ayant subi l'altération à une époque très reculée.

Les nodules se présentent souvent en menus fragments et surprennent par la diversité de leur coloration. Il n'est pas rare de voir un même échantillon changer graduellement de couleur.

8. Groupe de l'allophane

Il est logique d'examiner maintenant, à la suite du groupe précédent, les minéraux typiquement amorphes, vitreux ou résineux, souvent transparents, dont la composition chimique est variable. Ils sont en majeure partie composés de Al_2O_3 , SiO_2 et H_2O . Pour le moment, leur classification n'est pas encore possible. C'est pourquoi nous nous bornerons à la description générale des propriétés de ces minéraux sous le nom collectif d'« allophane ».

ALLOPHANE — $m\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n\text{SiO}_2 \cdot p\text{H}_2\text{O}$. Des mots grecs « allos » — autre et « phanein » — paraître (la couleur bleuâtre ou verdâtre de ce minéral était souvent la cause d'une confusion avec du minerai de cuivre).

Composition chimique. Les minéraux de ce groupe ne sont pas des composés chimiques, mais des pseudosolutions solides typiques. D'après les analyses complètes que nous possédons, la teneur en Al_2O_3 varie de 23,5 à 41,6 %, la teneur en SiO_2 de 21,4 à 39,1 %, la teneur en H_2O de 39,0 à 43,9 %. En outre, on constate souvent la présence des composants suivants (en %) : Fe_2O_3 jusqu'à 0,8 (mais on rencontre aussi des variétés riches en fer), MgO (jusqu'à 0,3), CaO (jusqu'à 2 et plus), $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ (jusqu'à 0,3), CuO (jusqu'à 1,6 et plus), ZnO (jusqu'à 4), CO (jusqu'à 1,2), P_2O_5 (jusqu'à 1,3), SO_3 (jusqu'à 0,2).

Aspect extérieur. Masses vitreuses typiques aux plans de cassure courbes ou conchoïdales. On les rencontre également sous forme de croûtes (mamelonnées, stalactiques), quelquefois en masses pulvérulentes blanches. Les examens de ces corps aux rayons X ne révèlent pas de structure cristalline.

Couleur. Le plus souvent bleu très clair, jaune verdâtre, moins souvent vert vif, brun ; souvent incolore. Transparent ou translucide. Eclat vitreux, gras. $N = 1,47-1,51$.

Dureté environ 3,0. Très fragile. **P. sp.** 1,85-1,89.

Caractères distinctifs. L'aspect vitreux, la transparence ou semi-transparence et la dureté peu élevée (différence avec les variétés transparentes de l'opale) sont très typiques. Etant amorphes, optiquement isotropes et ne se distinguant pas par leurs indices de réfraction, ces minéraux ne peuvent être identifiés d'une façon exacte que par des essais chimiques. La courbe thermique est également typique, mais, pour les allophanes partiellement cristallisés, seuls les rayons X peuvent déceler la phase cristalline (le plus souvent, on observe des cristaux de structure analogue à la halloysite).

Au chalumeau les allophanes décrépitent, mais ne fondent pas. Avec une solution de nitrate de cobalt, la poudre prend une belle coloration bleue (Al). Dans HCl , les allophanes se décomposent avec gelée de silice.

Origine et gisements. Les allophanes se présentent exclusivement comme des formations exogènes. Ils sont souvent observés

dans les fissures et les cavités, dans les zones d'oxydation des gîtes métallifères et de roches. On en a trouvé dans les poches de couches de marnes, dans les gisements d'argiles, de houille, d'hématites brunes, de minerais de plomb, de zinc, de cuivre, etc. Ils sont souvent associés à de la halloysite, parfois à du chrysocolle, du quartz, des carbonates, etc. Sous l'action d'eaux renfermant du CO_2 , ils subissent une carbonatation. On a également noté des cas de dissociation avec passage à de la halloysite.

Mentionnons, parmi les nombreux gîtes en U.R.S.S., le gisement d'alunite *Jouravliński* (Oural), les monts *Karamazar* (R.S.S. de Tadjikistan), la région de Minoussinsk près du bourg de *Potékhino* (région autonome de Khakassie) où on les rencontre associés à de l'alumino-hydro-calcite qui, par métasomatose, se substitue à l'allophane; le village de *Baranovka* (région d'Ivanovo), les gisements de minerais de fer de *Khoper*, de *Lipetsk*, etc. (régions centrales de la Partie européenne de l'U.R.S.S.), le gisement sédimentaire d'argiles décolorantes des environs de Naltchik (Caucase), etc.

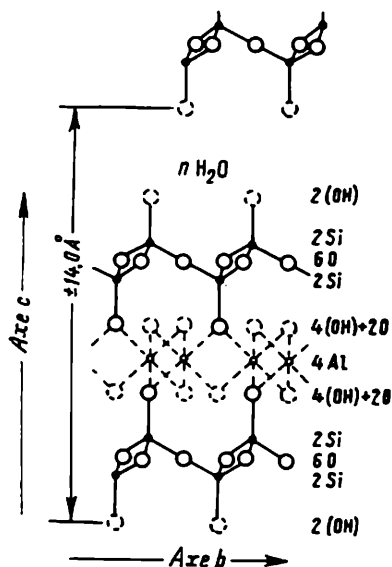


Fig. 345. Structure cristalline de la montmorillonite

9. Groupe de la montmorillonite

Le groupe de la montmorillonite comprend, de même que les groupes précédents (celui de la serpentine-kaolinite et celui de la halloysite), des espèces essentiellement magnésiennes, des espèces essentiellement alumineuses et des espèces intermédiaires. Malgré cer-

tains traits de ressemblance extérieure, ces minéraux se distinguent nettement par leur structure cristalline et par certaines propriétés physiques tout à fait particulières.

Ce qui caractérise la structure cristalline de ces minéraux, de même que de toutes les autres substances micacées, c'est l'assemblage en couches des anions et des cations.

Par rapport aux minéraux des groupes de la kaolinite et de la halloysite, l'originalité de ce groupe consiste dans le fait que la couche d'« hydrargillite » est ici intercalée entre deux couches de tétraèdres SiO_4 (fig. 345). En ceci les minéraux du groupe de la montmorillonite rappellent à certains égards le mode d'arrangement des minéraux du groupe du talc et des espèces à architecture cristalline semblable. Pour ce qui est de l'orientation des tétraèdres SiO_4 à l'inté-

rieur de chacune des couches, il n'y a pas de différence de principe avec la structure de la halloysite (voir fig. 344); certains sommets de tétraèdres, occupés par les ions oxygène, contribuent à la constitution de la couche d'« hydrargillite », tandis que d'autres, occupés par les ions hydroxyles, sont dirigés vers l'extérieur. De ce fait, chacun des assemblages feuilletés est bordé des deux côtés par les ions hydroxyles capables de retenir les molécules H_2O . Ces dernières sont, semble-t-il, réparties en couches orientées et ordonnées.

Une particularité remarquable et très importante au point de vue pratique des minéraux du groupe de la montmorillonite est leur

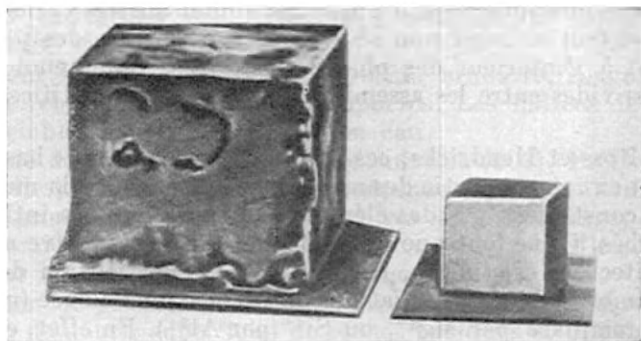


Fig. 346. Bentonite

Le petit cube est de la bentonite à l'état sec; le grand, ce même cube gorgé d'eau retenue dans sa masse.

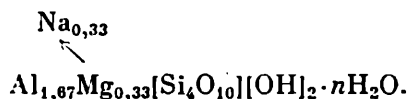
aptitude à se gonfler en présence d'eau (fig. 346) et de rendre ensuite petit à petit l'eau adsorbée, lorsqu'ils sont chauffés. Il en résulte des variations de hauteur c de la maille cristalline qui peut osciller entre 9,6 et 28,4 Å, selon la quantité de molécules H_2O entrant dans l'édifice cristallin du minéral ¹. La haute capacité d'adsorption des argiles composées principalement de minéraux du groupe de la montmorillonite et susceptibles d'extraire d'un liquide diverses impuretés en suspension (et même des gaz de pétrole, à l'état sec) est largement utilisée dans différentes industries. On rencontre des argiles qui excellent à adsorber les alcalis corrosifs et carbonatés et qu'on utilise en savonnerie comme « saponifiants ». Toutes ces argiles sont appelées « décolorantes ». On leur a également donné des

¹ Les molécules de H_2O se disposent entre les assemblages feuilletés, c'est-à-dire qu'elles s'insèrent le long des surfaces de contact des assemblages plans de l'édifice cristallin. Chacun de ces assemblages portant, sur ses deux faces, des ions hydroxyles, et par suite le contact s'effectuant par les surfaces de charge électrique égale, il est logique que ces assemblages s'écartent avec la pénétration de l'eau.

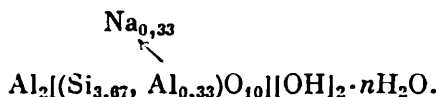
noms variés spéciaux : « bentonites » ou « argiles à bentonite », « terres à foulon », « goumbrine », « naltchikite », etc.

Une autre propriété, fort importante elle aussi, des minéraux de ce groupe, représentés généralement par des masses finement dispersées, est la tendance très nette à échanger leurs cations, comme nous l'avons déjà noté pour les zéolites et les matières appelées permutites. Des argiles, constituées essentiellement de montmorillonite, renferment, pour 100 g de matière, de 60 à 100 milligrammes-équivalents de cations échangeables, principalement Ca^{2+} , K^+ , Na^+ , tandis que dans les kaolins on ne note que 3-15 milligrammes-équivalents de ces cations. La capacité d'échange cationique augmentant jusqu'à trois fois après mouture fine, on admet que ces cations échangeables peuvent se loger non seulement à la surface des particules, mais aussi à l'intérieur des phases cristallines (apparemment dans les espaces vides entre les assemblages feuilletés des édifices cristallins).

Selon Ross et Hendricks, ces cations échangeables (« bases externes ») tout en faisant partie des minéraux du groupe de la montmorillonite ne constituent pas des éléments de leur structure intime. Une fois adsorbés, ils ne font que compenser la charge négative résiduelle de l'architecture cristalline, résultant de la substitution de cations à valence moins élevée à des cations de valence plus élevée (par exemple, Al^{3+} remplacé par Mg^{2+} , ou Si^{4+} par Al^{3+}). En effet, en substituant dans l'édifice cristallin de la beidellite $\text{Al}_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_2 \times n\text{H}_2\text{O}$ les cations Mg^{2+} à une partie des cations Al^{3+} , nous engendrons une charge négative résiduelle qui pourra être neutralisée, par exemple, par Na^+ (en moyenne, la proportion des bases substituées correspond à une charge de 0,33):



En substituant Al^{3+} à Si^{4+} , nous aurons le même résultat :



De là, des formules extrêmement complexes pour les minéraux du groupe de la montmorillonite, calculées d'après le procédé de Ross et Hendricks. Nous ne pouvons pas reproduire ici ces calculs. Indiquons seulement que la quantité de cations hexacoordonnés dépasse, en général, deux (2,05-2,27). La présence d'ions Al tétracoordonnés qui se sont substitués à Si^{4+} est caractéristique pour les variétés riches en aluminium.

Parmi les minéraux de ce groupe, nous allons examiner la beidellite, la montmorillonite et la nontronite.

BEIDELLITE — $\text{Al}_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Le nom vient de la localité de Beidell (Colorado, U.S.A.).

Composition chimique variable. Elle montre des quantités différentes de sesquioxides et de silice suivant la teneur en eau. La teneur en Al_2O_3 oscille entre 20 et 27,6%, celle de SiO_2 entre 45 et 50%. En outre, presque toujours sont présents, en petites quantités, Fe_2O_3 , CaO , les alcalis: Na_2O et K_2O , parfois MgO , NiO , MnO , etc.

Système monoclinique. Se rencontre parfois en lamelles de faciès rhombique. Répandue généralement sous forme de masses terreuses, avec de la montmorillonite dans les argiles à bentonite. La structure cristalline est analogue à celle de la montmorillonite (fig. 345).

Couleur blanche avec reflet jaunâtre, brunâtre, rougeâtre. Eclat faible, cireux pour les masses compactes. Les indices de réfraction sont variables suivant la teneur en eau.

Dureté des lamelles 1,5. **Clivage** suivant {001}. **P. sp.** 2,6 (pour les lamelles). La beidellite possède, au même titre que tous les minéraux du groupe étudié, une tendance très nette à échanger ses cations en proportions rigoureusement équivalentes, à se gonfler dans l'eau, etc. Pour les applications voir montmorillonite.

Origine et gisements. La beidellite avait été observée dans le manteau de débris superficiel de roches basiques et ultrabasiques de Khalilovo, d'Akkermanovskoié, etc. (région de l'Oural du Sud). Ces conditions de gisement expliquent, entre autres, leur teneur en nickel et chrome. Elle a également été rencontrée dans les zones d'oxydation de certains gîtes métallifères (d'antimoine, de manganèse, etc.). Sa présence en quantités notables a également été signalée dans des loess, par exemple dans la partie sud-est de l'Etat de Missouri (U.S.A.), dans des sols formés à partir des loess, ou dans des sols gris des roches ignées, quelquefois en tant que produit de transformation de cendres volcaniques, dans des argiles à bentonite avec de la montmorillonite, etc.

MONTMORILLONITE — $m\{\text{Mg}_3[\text{Si}_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_2\} \cdot p(\text{Al}, \text{Fe})_2 \dots [\text{Si}_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Le rapport $m:p$ est généralement 0,8-0,9. Le mot vient de Montmorillon (dans la Vienne, en France). La montmorillonite est un minéral très répandu, principalement dans certaines variétés d'argiles.

Composition chimique variable. Elle dépend de la teneur changeante en eau. Les résultats d'analyses de variétés pures nous permettent de noter les oscillations suivantes (en %): $\text{SiO}_2 = 48-56$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 11-22$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 5$ ou plus, $\text{MgO} = 4-9$, $\text{CaO} = 0,8-3,5$ ou plus, $\text{H}_2\text{O} = 12-24$. En outre, on note quelquefois la présence de K_2O , Na_2O , etc.

Système monoclinique. $a_0 = 5,10$; $b_0 = 8,83$; $c_0 = 15,2$ (un chauffage à 400° abaisse c_0 jusqu'à 9,6).

Couleur. La montmorillonite est blanche, avec reflet grisâtre, quelquefois bleuté, rose, rose-rouge, éventuellement verte. **Eclat** mat à l'état sec. $Nm = 1,516-1,526$.

Dureté. Inconnue pour les écailles isolées. Très tendre. Onc-tueuse. **Clivage** des écailles parfait suivant {001}. **P. sp.** variable.

Caractères distinctifs. La présence de montmorillonite dans une argile se manifeste par des phénomènes de gonflement très nets provoqués par l'humidité et qui lui confèrent un aspect gras caractéristique. Toutefois, un diagnostic exact est impossible sans la mesure de constantes optiques, des examens aux rayons X et des essais chimiques.

Il est intéressant de noter certaines caractéristiques extérieures des affleurements de bentonites, riches en montmorillonite et beidel-lite. Après la pluie, la surface de ces affleurements se transforme en une masse gélatineuse très dense. En séchant elle se craquelle tout en continuant à se bomber, sous l'action du gonflement continu des zones plus profondes et finit par prendre un aspect plissé très fissuré qui rappelle celui des coraux. Par un temps très sec, la surface de ces argiles devient très friable.

Origine et gisements. La montmorillonite se forme presque toujours dans des conditions *exogènes*, le plus souvent au cours de l'altération de roches ignées basiques en milieu alcalin.

De nombreuses bentonites constituées de montmorillonite se présentent comme des produits de *décomposition de cendres volcaniques* déposées, pour la plupart, dans les bassins marins.

La montmorillonite est également très répandue dans le manteau de débris superficiel des roches ignées basiques: diabases, basaltes, gabbros, péridotites, etc. Elle se forme dans les sols aux dépens de granites et de diorites en voie d'altération. On en connaît des concentrations dans les tchernozioms humeux lessivés et les sols châ-tains sur roches ignées.

Formée dans des conditions superficielles, la montmorillonite est un minéral plus ou moins stable. Dans les régions désertiques, ses gîtes se transforment en surface en un matériau pulvérulent que vents et simouns transportent facilement. Ainsi se constituent les dépôts de lœss qui souvent sont formés, pour l'essentiel, de beidel-lite et de montmorillonite.

En U.R.S.S., on connaît un gisement d'argiles décolorantes de haute qualité près du bourg de *Goumbry* (Géorgie occidentale) où elles forment un banc de différentes colorations allant du presque blanc au gris en passant par le jaune clair et le vert jaunâtre. L'origine de ces argiles est due à des cendres volcaniques entraînées dans la mer au Crétacé supérieur. On connaît, aux environs de *Naltchik*, dans des roches sédimentaires du Tertiaire inférieur, des argiles d'excellente qualité renfermant de la montmorillonite.

Les bentonites aux propriétés adsorbantes et saponifiantes sont représentées en U.R.S.S. par un groupe de gisements aux environs

du bourg d'*Askania* (Géorgie occidentale) où elles se présentent en bancs. Mentionnons également les gîtes d'argiles smectiques du Crétacé supérieur de *Crimée*. Dans la région située entre Karassoubazar et Sébastopol, leur extraction s'est pratiquée pendant très longtemps par des méthodes artisanales.

Ailleurs, les gisements d'argile décolorante (terres à foulon) sont largement répandus aux U.S.A. : en Floride, en Géorgie, dans l'Alabama, en Californie, de même qu'en France (Montmorillon dans la Vienne), en Allemagne, au Japon, etc.

Importance pratique. En raison de leurs hautes capacités adsorbantes, les argiles à montmorillonite trouvent un emploi très étendu dans l'industrie où elles sont utilisées soit directement à l'état desséché, soit après un traitement chimique préalable (activation).

Le consommateur principal de telles argiles est l'industrie du pétrole où elles sont utilisées pour débarrasser les produits de la distillation fractionnée des pétroles des impuretés en suspension (résines, carbures, etc.). Dans l'industrie textile, on les utilise dans le finissage du drap pour enlever les corps gras et les suints, en teinturerie avant d'appliquer les colorants (tissus de soie, de coton, etc.) : on utilise leur aptitude de donner, avec de l'eau et des matières grasses, d'épaisses suspensions stables. Dans l'industrie du caoutchouc, ces argiles sont employées, au même titre que le kaolin, comme charge active pour le faire durcir, augmenter sa résistance à l'usure et aux acides. En parfumerie, elles sont utilisées comme remplissage dans la production de savons à bon marché, poudres, fards, rouges à lèvres, pâtes et poudres dentifrices, etc. On les utilise également pour l'épuration de l'eau et de produits alimentaires (vins, huiles végétales, etc.), comme charge en papeterie, céramique, etc., et enfin dans l'industrie pharmaceutique, principalement comme excipient (comprimés et pilules), comme adsorbants de microbes et de matières nocives, en cas de maladies stomacales, blessures, intoxications par des alcaloïdes, etc.

NONTRONITE — $(\text{Fe,Al})_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. On englobe en réalité dans cette catégorie les variétés de montmorillonite riches en fer ; il serait donc plus logique de la désigner par « ferrimontmorillonite ». Appelée ainsi d'après la localité de Nontron (France) où elle a été découverte. Synonyme : chloropale (en masses compactes rarement rencontrées, mêlées à de l'opale).

Composition chimique variable. Dans de rares cas, elle correspond à une espèce minérale presque purement ferreuse de formule chimique : $\text{Fe}_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, c'est-à-dire au terme extrême de la série isomorphe avec $\text{Al}_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ (beidellite). D'ordinaire, on note des quantités considérables de Al_2O_3 (jusqu'à 14 %) et de MgO (jusqu'à 8 %). Renferme également CaO (jusqu'à 2 %) et de petites quantités de K_2O , Na_2O , parfois NiO , Cr_2O_3 .

Rencontrée d'ordinaire en agrégats terreux cryptocristallins, éventuellement en masses compactes à l'aspect d'opale.

Couleur. Jaune verdâtre, vert pistache, vert brunâtre (teintée par les hydroxydes de fer). Eclat mat pour les variétés meubles, cireux pour les variétés compactes. $Nm = 1,585-1,600$.

Dureté de l'ordre de 2-2,5. Cassure conchoïdale pour les variétés compactes. Fragile, friable, grasse au toucher. Le clivage ne peut être établi qu'à l'aide du microscope, et pour les variétés écailleuses seulement. $P. sp. 1,727-1,870$.

Caractères distinctifs. On peut soupçonner sa présence dans les produits d'altération, notamment provenant des roches ultrabasiques ferromagnésiennes (serpentinites, péridotites, dunites), à la vue des agrégats terreux, et de la couleur jaune verdâtre ou verte.

Pour la déterminer avec exactitude, il faut avoir recours aux constantes optiques, aux analyses chimique ou spectrale et aux rayons X.

Au chalumeau ne fond pas. Dans HCl se décompose, mais difficilement, et donne une gelée de silice.

Origine et gisements. Sa genèse est due à des processus exogènes, comme il a déjà été indiqué, au cours de l'altération de roches, pour la majeure partie ignées, riches en fer et en magnésium, ou encore de gîtes métalliques, plus spécialement de minerais de fer. Elle est en général observée dans les niveaux inférieurs du manteau de débris superficiel.

Soumise à l'altération, elle se dissocie progressivement en surface avec formation des hydroxydes de fer qui conservent la structure en agrégats de la nontronite et d'opale qui deviendra de la calcédoine et du quartz.

Elle est largement répandue dans les anciens manteaux de débris superficiel provenant de l'altération des massifs de serpentinites de *Khalilovo* (Oural du Sud), de *Kempirsäi* (région d'Aktioubinsk, Oural du Sud), etc. Elle a également été trouvée au mont Magnitnaïa, dans les régions de *Krivoï Rog*, de *Marioupol*, etc.

Importance pratique. Les masses de nontronite, enrichies en nickel, rencontrées dans le manteau de débris superficiel de roches ignées ultrabasiques (dunites et serpentinites) peuvent présenter un intérêt pratique.

Dans de nombreux gisements de minerais silicatés de nickel, la nontronite est un des éléments essentiels des minerais au même titre que les silicates de magnésium et de nickel hydratés, tels que la rewdanskite, quelquefois la garniérite, etc.

Sous-classe E

SILICATES A CHARPENTES TRIDIMENSIONNELLES CONTINUES DE TÉTRAÈDRES (Si, Al)O₄ (TECTOSILICATES)

De nombreux silicates se caractérisent par des associations tridimensionnelles de tétraèdres (Si, Al)O₄, font partie des minéraux qui constituent assez souvent l'élément essentiel des roches.

Il a déjà été dit que les composés de cette sous-classe sont, du point de vue chimique, presque exclusivement des aluminosilicates, c'est-à-dire des composés dans les structures cristallines desquelles figurent des complexes anioniques, constitués non seulement de tétraèdres SiO₄, mais aussi de tétraèdres AlO₄. Le nombre d'ions Si⁴⁺, remplacés par les ions Al³⁺, n'y dépasse pas la moitié. Il s'établit en général des rapports stœchiométriques Si : Al égaux soit à 3 : 1 soit à 1 : 1, c'est-à-dire que les formules des complexes anioniques peuvent s'écrire ainsi : Si₃AlO₈ ou SiAlO₄ (Si₂Al₂O₈).

Le rapport (Si + Al) : O dans les radicaux anioniques est toujours égal à 1 : 2. Les minéraux de cette sous-classe sont donc beaucoup plus proches que les autres silicates des minéraux du groupe SiO₂ (quartz, tridymite, cristobalite). Leurs structures cristallines sont par suite très voisines. Les tétraèdres SiO₄ et AlO₄ s'associent en charpentes (réseaux, ensembles) tridimensionnelles exactement de la même manière que les tétraèdres SiO₄ dans les minéraux du groupe du quartz, c'est-à-dire que chaque sommet d'un tétraèdre est aussi le sommet du tétraèdre voisin. Cependant, tout en conservant ce mode d'assemblage les formes et l'arrangement des charpentes tridimensionnelles sont différents suivant les composés.

Il est assez caractéristique que parmi les cations se logeant dans les « lacunes » des charpentes on ne rencontre que des ions possédant de grands rayons ioniques et par suite une coordinence : N⁺, Ca²⁺, K⁺, Ba²⁺, éventuellement Cs⁺ et Rb⁺. Les cations de faibles dimensions de coordinence typique : Mg²⁺, Fe²⁺, Mn²⁺, Al³⁺, Fe³⁺, etc., qui figuraient en règle générale dans les minéraux des précédentes sous-classes, sont *complètement absents* ici. Les règles de l'électrovalence permettent d'expliquer très simplement cet état de choses.

En effet, aux feldspaths et aux zéolites, représentants essentiels et fréquents de cette sous-classe, correspondent les types de radicaux anioniques suivants : [Si₃AlO₈]⁻, [Si₂Al₂O₈]²⁻, [Si₃Al₂O₁₀]²⁻, etc. Ainsi, chaque ion O²⁻ présente ¹/₈ dans le premier cas, ¹/₄ dans le deuxième, ¹/₅ dans le troisième de valence négative non saturée, alors que les cations tels que Mg²⁺, qui ne peuvent être entourés par plus de six ions oxygène, exigent de chacun des ions oxygène de leur entourage ¹/₃ de valence négative, c'est-à-dire qu'il n'y a pas assez de charges négatives pour ces cations dans les charpentes des tétraèdres silico-alumineux. Ces charges ne peuvent être neutralisées que par de cations monovalents plus grands Na⁺, K⁺, ou bivalents Ca²⁺, Ba²⁺, qui, en conséquence, exigent pour le rétablisse-

ment de l'équilibre des fractions de charge moindres, car ils peuvent se trouver dans un entourage de huit, ou plus, d'ions oxygène. C'est pourquoi les cations Mg^{2+} , Fe^{2+} , etc., présents dans le bain de fusion ou dans la solution, entrent dans la composition de minéraux (pyroxènes, amphiboles, micas, etc.), qui se forment en paragenèse avec les feldspaths.

Il existe aussi des minéraux d'un grand intérêt de structure dite interstitielle qui, outre des anions à trois dimensions des ensembles à charpentes, possèdent des anions additionnels tels que F^- , Cl^- , $[OH]^-$, $[SO_4]^{2-}$, $[CO_3]^{2-}$, etc. Ces derniers n'ont pas de liaison directe avec Si^{4+} ou Al^{3+} entrant dans la trame des tétraèdres. Ils sont directement liés aux cations alcalins et alcalino-terreux Na^+ , Ca^{2+} , Ba^{2+} , etc., dont le nombre global dans ces minéraux est, naturellement, plus élevé que dans les composés plus simples. Comme les dimensions des anions additionnels sont assez grandes, ils ne peuvent se caser que dans les grandes « lacunes » des édifices cristallins.

Une particularité remarquable des zéolites est l'existence dans leur composition de molécules H_2O faiblement retenues. Au cours de la déshydratation, de même qu'au cours de l'hydratation ou du remplacement par des molécules d'autres substances (par exemple l'alcool), les structures cristallines des minéraux de ce groupe ne se détruisent pas. Ces propriétés caractéristiques des zéolites sont déterminées par l'existence de « canaux », suffisamment larges pour permettre le déplacement des molécules d'eau ainsi que d'autres substances. Une autre propriété chimique importante des minéraux de ce groupe est leur aptitude à l'échange des cations dans les solutions : Na^+ peut être remplacé par les ions Ag^+ , Li^+ , $[NH_4]^+$, etc. Leurs structures cristallines, comme le montrent les études aux rayons X, ne se modifient pas pour cela.

Les propriétés physiques des minéraux à structure en charpente ont des caractères spécifiques. Avant tout, on remarque leur coloration claire (les cations des métaux-chromophores hexacoordonnés ne figurent pas dans la composition de ces minéraux comme on l'a indiqué). Ensuite, les minéraux de cette sous-classe possèdent dans l'ensemble des indices de réfraction plus bas que les silicates d'autres sous-classes, ce qui est en entière conformité avec les grands volumes moléculaires des réseaux cristallins pour un O^{2-} . Cette dernière circonstance est également en rapport avec le faible poids spécifique de ces minéraux. Il est remarquable que le remplacement des cations monovalents (Na^+ , K^+) par des bivalents (Ca^{2+} , Ba^{2+}), conditionnant la contraction de la structure cristalline et la déformation sensible des ions O^{2-} , s'accompagne d'une certaine augmentation des indices de réfraction et de la biréfringence.

La dureté des minéraux de cette sous-classe oscille généralement entre 5 et 6; seule celle des silicates à tétraèdres SiO_4 isolés la dépasse. Nous observons fréquemment ici, contrairement aux minéraux.

du groupe du quartz pour lesquels les forces de valence principales Si — O — Si sont égales dans les trois directions principales, un clivage net et même parfait suivant plusieurs directions. Ceci s'explique par le fait que dans nombre de structures cristallines, malgré une liaison tridimensionnelle, l'empaquetage des tétraèdres anioniques est tout de même plus compact dans certaines directions privilégiées. Ainsi, par exemple, dans les structures cristallines pseudo-quadratiques des feldspaths, des scapolites, de la natrolite, etc., on observe corrélativement un clivage suivant le prisme « pseudo-quadratique » ; dans les structures hexagonales de la néphéline et de la cancrinite, suivant le prisme « pseudo-hexagonal » ; et pour l'heulandite dont la structure est voisine du type feuilleté, suivant une seule direction, comme pour les minéraux micacés. Enfin, il est nécessaire de rappeler que les feldspaths et plusieurs zéolites se rapprochent du point de vue structural des formes cristallines à symétries supérieures. Ceci conditionne leur prédisposition à donner des groupements maclés dont la symétrie est supérieure à celle des individus isolés.

1. Groupe des feldspaths

De tous les silicates, les feldspaths¹ sont les plus fréquents dans la croûte terrestre, formant près de 50 % de sa masse. Environ 60 % d'entre eux sont contenus dans les roches ignées ; près de 30 % appartiennent aux roches métamorphiques, essentiellement aux schistes cristallins ; le reste 10-11 % se trouve principalement dans des grès et conglomérats sous forme de grains roulés ou de constituants de galets.

Par leur composition chimique les feldspaths sont des aluminosilicates de Na, K et Ca — Na[AlSi₃O₈], K[AlSi₃O₈], Ca[Al₂Si₂O₈], éventuellement Ba — Ba[Al₂Si₂O₈]. Quelquefois, en quantités négligeables on y trouve Li, Rb, Cs sous forme d'impureté isomorphe des alcalis et Sr qui remplace Ca.

Un autre trait caractéristique des minéraux de ce groupe est leur faculté de former des séries isomorphes, principalement binaires. Telles sont, par exemple, les séries : Na[AlSi₃O₈] — Ca[Al₂Si₂O₈], Na[AlSi₃O₈] — K[AlSi₃O₈] et K[AlSi₃O₈] — Ba[Al₂Si₂O₈].

Pour les deux premières paires de minéraux une représentation imagée du degré de diffusion et de perfection des phénomènes d'isomorphisme nous est fournie par le diagramme ternaire de composition des feldspaths (fig. 347).

Ces minéraux cristallisent dans le système monoclinique ou triclinique mais il est très malaisé de les distinguer les uns des autres d'après leurs caractères morphologiques. Les investigations aux rayons X révèlent une grande similitude dans la structure cristalline de tous les feldspaths.

¹ L'origine de ce vieux mot allemand ou suédois n'est pas très bien connue. Il est possible que ces spaths (c'est-à-dire minéraux qui possèdent un clivage facile dans deux directions) soient nommés ainsi parce qu'ils se rencontrent souvent dans les champs.

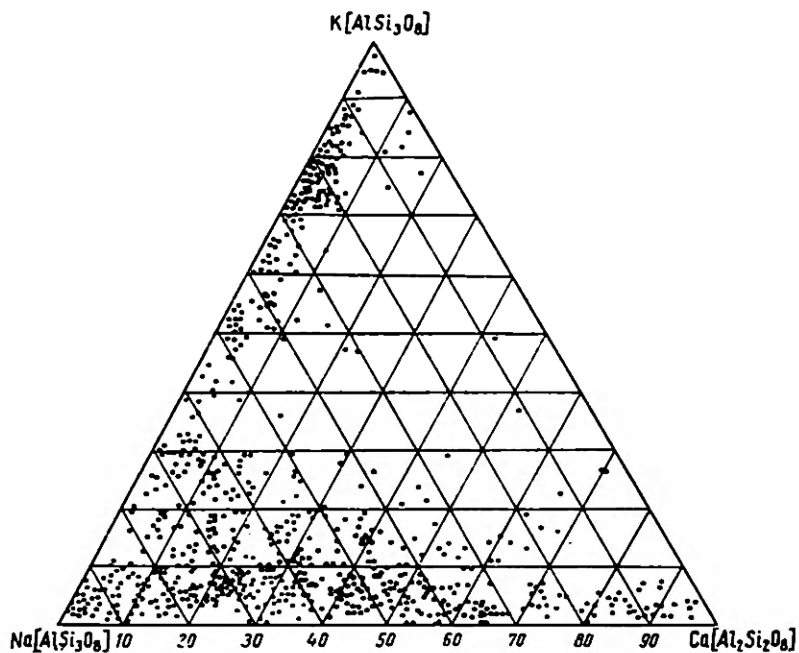


Fig. 347. Diagramme ternaire de variation de la composition chimique des feldspaths.

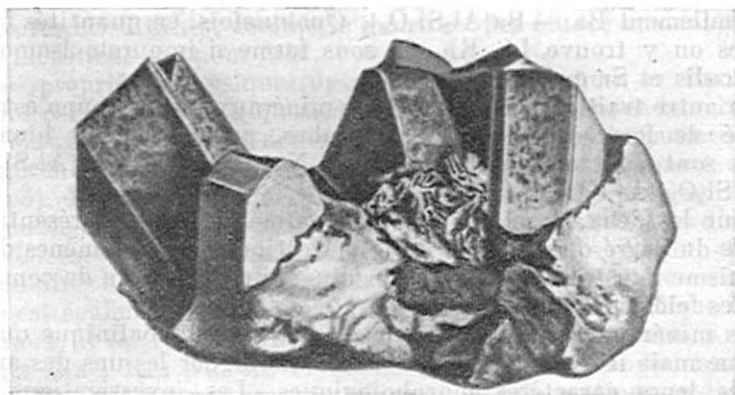


Fig. 348. Druse de gros cristaux d'orthose mélangée à des agrégats de cristaux lamellaires d'albite (cleavelandite) trouvée dans un filon de pegmatite. $\frac{1}{3}$ de grandeur nature.

Nous trouvons aussi beaucoup de traits communs dans leurs propriétés physiques. Ils possèdent tous une couleur claire, des indices de réfraction relativement faibles, une grande dureté (6-6,5), un clivage parfait suivant deux directions, se coupant sous un angle voisin de 90° et des poids spécifiques relativement faibles (2,5-2,7). Par ces caractères, ils se distinguent facilement des minéraux qui leur ressemblent.

En masses constituées de gros cristaux, ils s'observent dans les pegmatites, en association avec le quartz, souvent avec le mica en cristaux volumineux et les minéraux rares qui contiennent des composés volatils (topaze, béryl, tourmaline, etc.). Des druses de gros cristaux de feldspaths bien formés se rencontrent parfois dans les cavités miarolitiques (fig. 348).

Suivant leur composition chimique les feldspaths peuvent être classés en trois sous-groupes :

a) Sous-groupe des feldspaths *calcosodiques* appelés plagioclases qui constituent une série isomorphe continue $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8] - \text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$; assez souvent ils contiennent aussi en petites quantités $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$, sous forme d'impuretés isomorphes.

b) Sous-groupe de feldspaths *sodopotassiques* qui à haute température sont aussi capables de donner des séries continues de solutions solides $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8] - \text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ qui se dissocient, au cours d'un lent refroidissement, en deux composants essentiellement potassiques et sodiques (comparer à l'halite-sylvine). Leur teneur en $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$ sous forme de corps isomorphe est habituellement insignifiante.

c) Sous-groupe de feldspaths *barytopotassiques* dits *hyalophanes* et qui constituent aussi des mélanges isomorphes de $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8] - \text{Ba}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$.

SOUS-GROUPE DES PLAGIOCLASES

Comme on l'a déjà indiqué, les minéraux de ce sous-groupe représentent une série binaire de mélanges isomorphes très bien étudiée, dont les termes extrêmes sont l'albite $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ et l'anorthite $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$. Les études des composés naturels et artificiels ont permis de constater qu'il existe des variétés de toutes les compositions possibles se succédant de l'albite (Ab) pure à l'anorthite (An).

La classification des espèces minérales de cette série isomorphe peut s'établir ainsi :

	Teneur en anorthite (An) %	Système tri- clinique
Albite (Ab) — $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$	0-10	» »
Oligoclase	10-30	» »
Andésine	30-50	» »
Labrador	50-70	» »
Bytownite	70-90	» »
Anorthite (An) — $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$	90-100	» »

PLAGIOCLASES — $(100 - n)\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8] \cdot n\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$, où n varie de 0 à 100. « Plagioclase » du grec, à clivages inclinés. Comparés à d'autres feldspaths dont les plans de clivage (001) et (010) forment un angle de 90° ou un angle très voisin, les plagioclases ont un angle plus petit, de $86^\circ 24'$ à $86^\circ 50'$. L'albite provient du mot latin « albus » qui veut dire « blanc ». « Anorthos » est un mot grec signifiant « oblique » (une allusion à sa cristallisation dans le système triclinique).

En raison de l'importance exceptionnelle de la composition des plagioclases pour la classification des roches ignées, le savant soviétique E. Fédorov a proposé une méthode commode et rationnelle de groupement des plagioclases en assignant à chaque espèce un numéro déterminé correspondant à sa teneur en anorthite exprimée en %. Ainsi, par exemple, le plagioclase n° 72 représente un mélange isomorphe contenant 72 % d'anorthite et 28 % d'albite. On ne tient pas compte, habituellement, de la présence en faible quantité de $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ en qualité d'impureté isomorphe.

Parfois, il est commode dans la classification des roches ignées de se baser, pour des raisons d'ordre général, sur la division grossière des plagioclases suivant leur composition en :

Plagioclases acides	n° 0—30
» neutres	n° 30—60
» basiques	n° 60—100

Ici, les termes « acide », « neutre », « basique » ne sont pas employés dans leur sens habituel : ils correspondent au fait que la teneur en SiO_2 (acide silicique) diminue graduellement de l'albite à l'anorthite ; ceci ressort de la comparaison des formules chimiques répondant aux termes extrêmes de la série isomorphe.

Composition chimique. Elle est donnée au tableau 16 dans lequel sont indiquées les teneurs théoriques en Na_2O , CaO , Al_2O_3 et SiO_2 pour cinq numéros de plagioclases.

Tableau 16

Composition chimique et poids spécifique des plagioclases

Composition	Plagioclases				
	N° 0	N° 25	N° 50	N° 75	N° 100
Na_2O	10,76	8,84	5,89	2,92	—
CaO	—	5,03	10,05	15,08	20,10
Al_2O_3	19,40	23,70	28,01	32,33	36,62
SiO_2	68,81	62,43	56,05	49,67	43,28
P.sp.	2,624	2,643	2,669	2,705	2,758

K_2O est presque toujours présent, quelquefois jusqu'à plusieurs % ; fréquemment on note en quantités insignifiantes : BaO (jusqu'à 0,2 %), SrO (jusqu'à 0,2 %), FeO , Fe_2O_3 , etc.

Système triclinique ; pinacoïde. Gr. sp. $P\bar{1}$ (C_2^1). Albite : $a_0 = 8,23$; $b_0 = 13,00$; $c_0 = 7,25$; $\alpha = 94^\circ 03'$; $\beta = 116^\circ 29'$; $\gamma = 88^\circ 09'$. Anorthite : $a_0 = 8,18$; $b_0 = 12,89$; $c_0 = 2 \times 7,09$; $\alpha = 93^\circ 13'$; $\beta = 115^\circ 56'$; $\gamma = 91^\circ 12'$. **Aspect des cristaux.** Les cristaux simples, bien formés, sont relativement rares. Généralement, de faciès tabulaire ou en tablettes prismatiques. Leur aspect habituel est représenté sur la figure 349. Les macles simples sont rares mais, par contre, les macles complexes, polysynthétiques qu'on observe aussi dans les grains de forme irrégulière, sont très largement répandues. En lames minces, avec nicols croisés, elles se révèlent immédiatement et sont si typiques qu'elles permettent de distinguer rapidement les plagioclases des autres minéraux.

Etat d'agrégation. L'albite s'observe assez souvent dans les cavités miarolitiques des pegmatites sous forme de druses ou d'agrégats, de cristaux lamellaires, appelés parfois cleavelandite (fig. 348). Il existe aussi des roches grenues composées presque exclusivement de plagioclases. Telles sont, par exemple, la roche albitique saccharoïde formée fréquemment par métasomatose dans les pegmatites : anorthosites ou labradorites de l'Ukraine, utilisées comme pierres d'ornement, etc.

Couleur blanche, gris-blanc, parfois avec reflet verdâtre, bleuâtre et plus rarement rougeâtre. **Eclat** vitreux. Les indices de réfraction augmentent régulièrement de l'albite ($N_g = 1,536$, $N_m = 1,529$, $N_p = 1,525$) à l'anorthite ($N_g = 1,588$, $N_m = 1,583$, $N_p = 1,575$).

Variétés. Elles ont reçu des noms particuliers dus à certaines de leurs propriétés optiques : 1) *Pierre de lune*, c'est un plagioclase acide (mais plus souvent un feldspath sodopotassique) qui possède des reflets bleu tendre spécifiques qui rappellent le clair de lune ; 2) *l'aventurine* ou *Pierre de soleil* (est un plagioclase acide mais aussi feldspath sodopotassique) qui possède un joli reflet mordoré dû à la présence d'inclusions en fines écailles de fer oligiste ; 3) le *labrador* est le minéral essentiel des labradorites ; c'est un plagioclase basique ou neutre, il présente souvent de jolis reflets chatoyants dans les tons verts ou bleus.

Dureté 6-6,5. **Clivage** parfait suivant $\{001\}$ et $\{010\}$. P. sp. augmente progressivement de 2,61 (albite) à 2,76 (anorthite).

Caractères distinctifs. On peut distinguer les plagioclases en cristaux maniables ou en grains des feldspaths sodopotassiques qui leur ressemblent par l'angle obtus de leur clivage. Cependant,

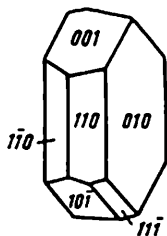


Fig. 349. Cristal d'albite. Angle entre (010) et (001) égal à $86^\circ 24'$.

à l'intérieur de la série des plagioclases il n'est pas possible de distinguer, sans l'aide du microscope, les diverses espèces minérales les unes des autres.

Examinés au chalumeau fondent difficilement en une masse vitreuse et en colorant souvent la flamme en jaune (Na). Insolubles dans les acides.

Origine et altération. Les plagioclases qui sont les minéraux les plus répandus du groupe des feldspaths, existent dans la grande majorité des *roches ignées*. Il est remarquable que la composition des plagioclases soit en corrélation avec la basicité de la roche : les roches basiques, c'est-à-dire relativement pauvres en silice (gabbros, basaltes, etc.), renferment des plagioclases basiques riches en calcium et habituellement associés aux silicates ferromagnésiens ; dans les roches ignées plus acides (diorites, granites, porphyres quartzifères, etc.) on trouve parmi les minéraux essentiels des plagioclases neutres et acides souvent avec des feldspaths sodopotassiques, quartz, etc.

Dans les *pegmatites*, liées génétiquement aux granites et en général aux roches intrusives alcalines, les plagioclases se rencontrent principalement sous forme d'albite, qui se développe en grande partie postérieurement, par métasomatoses, en petites masses finement grenues, aux dépens des feldspaths sodopotassiques. Les plagioclases basiques sont connus seulement dans des *pegmatites* de roches intrusives basiques (gabbros) que l'on rencontre rarement.

Le *métamorphisme régional* et la formation de schistes cristallins et de filons du type dit alpin s'accompagnent en général d'un développement de l'albite (les plagioclases riches en calcium sont moins stables).

Soumis à l'altération les plagioclases des roches subissent, sous l'action des eaux d'infiltration contenant CO_2 , O_2 , des acides humiques, etc., une décomposition totale. Les éléments alcalins et alcalino-terreux sont éliminés progressivement.

Importance pratique et gisements. Les accumulations massives de plagioclases présentent rarement un intérêt industriel en raison de leur faible teneur en alcalis.

Les labradorites gris foncé ou presque noires, aux jolis reflets bleus, sont employées, une fois polies, comme pierres d'ornement. Elles s'exploitent dans la région de *Jitomir* en Ukraine. Ces gisements ont été découverts accidentellement au cours de la construction d'une route en 1835. A cette époque, le prix des labradorites était très élevé.

Les plagioclases dits pierre de lune sont connus dans certaines *pegmatites* de *Chaitanka* et *Lipovka* (Oural central).

La pierre de soleil est employée couramment pour la fabrication d'objets d'ornementation à bon marché. Elle se rencontre également dans des *pegmatites*.

SOUS-GROUPE DE L'ORTHOSE (FELDSPATHS SODOPOTASSIQUES)

Les feldspaths sodopotassiques classés ici peuvent cristalliser, suivant la température, dans différents systèmes (monoclinique et triclinique). Du fait de la différence importante entre les rayons ioniques de K^+ et Na^+ (respectivement : 1,33 et 0,98 Å), les solutions solides formées aux hautes températures se décomposent durant leur lent refroidissement en donnant naissance à ce que l'on appelle des *perthites*, qui sont habituellement des associations régulières de produits de décomposition des solutions solides.

Naturellement, tout ceci conditionne de sérieuses complications dans la composition et la structure des minéraux de ce sous-groupe. On peut, conformément aux données que nous possédons, classer ces espèces minérales de la manière suivante :

Série monoclinique de haute température

Sanidine — $K[AlSi_3O_8]$ Système monoclinique
 Sanidine sodique — $(K, Na)[AlSi_3O_8]$ » »

Série monoclinique de basse température

Orthose — $K[AlSi_3O_8]$ Système monoclinique
 Orthose sodique $(Na, K)[AlSi_3O_8]$ » »

Série triclinique

Microcline — $K[AlSi_3O_8]$ Système triclinique
 Anorthose — $(Na, K)[AlSi_3O_8]$. . . » »

Ainsi, pour le composé $K[AlSi_3O_8]$ il y a tout d'abord deux modifications monocliniques (sanidine, stable à la température supérieure à 900° et orthose, stable à une température inférieure à celle-ci) et une triclinique, mais très proche des variantes monocliniques, nommée microcline.

SANIDINE — $K[AlSi_3O_8]$. Elle contient le plus souvent comme impureté Na_2O et plus rarement BaO (jusqu'à 5 %).

Système monoclinique; prisme monoclinique, sym. L^2PC . Gr. sp. $C2/m$ (C_{2h}^2). $a_0 = 8,42$; $b_0 = 12,92$; $c_0 = 7,14$; $\beta = 116^\circ 06'$. Cristaux incolores, transparents. Comme minéral de *haute température*, elle se rencontre sous forme de phénocristaux dans les laves actuelles et certaines roches ignées effusives (en particulier les trachytes).

Eclat typiquement vitreux. Indices de réfraction, clivage, dureté et poids spécifique identiques à ceux de l'orthose (voir ci-après). Se distingue de l'orthose par certaines constantes optiques, principalement par le petit angle des axes optiques: pour la sanidine il ne dépasse pas 30°, alors que pour l'orthose il est de 60 à 80°.

Elle a été rencontrée pour la première fois dans les trachytes de l'île de Pantellaria (Italie); on l'a observée également dans les

trachytes et d'autres roches effusives du Caucase, dans les produits volcaniques du Monte Somma, etc.

ORTHOSE — $K[AlSi_3O_8]$ ou $K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$. Du grec « ortho-clasis », se clivant à angle droit. En effet, l'angle entre les plans de clivage est de 90° . Une variété incolore et transparente porte

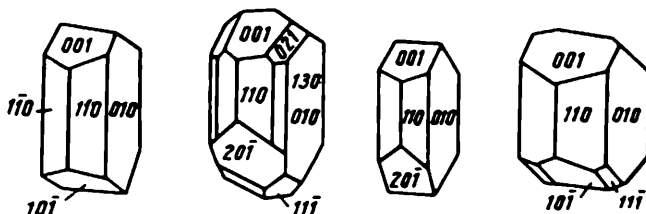


Fig. 350. Cristaux de feldspath potassique.

le nom d'*adulaire*. Soumise à la chaleur, l'orthose se transforme vers 900° en sanidine, une variété qui ne s'en distingue que par quelques constantes optiques.

Composition chimique. Pour la variété potassique pure: $K_2O = 16,9\%$, $Al_2O_3 = 18,4\%$, $SiO_2 = 64,7\%$. Souvent on note

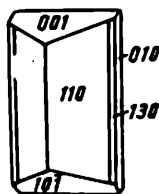


Fig. 351. Cristal d'adulaire.

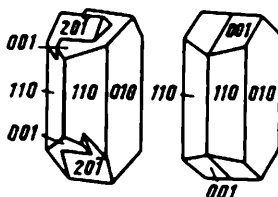


Fig. 352. Macles de Carlsbad.

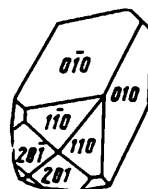


Fig. 353. Macles de Baveno.

Na_2O en faible pourcentage, mais dépassant parfois la teneur en K_2O (orthose sodique). Impuretés: BaO , FeO , Fe_2O_3 , etc.

Système monoclinique; prisme monoclinique, sym. L^2PC . Gr. sp. $C2/m$ (C_{2h}^2). $a_0 = 8,60$; $b_0 = 13,06$; $c_0 = 7,19$. Aspect des cristaux le plus souvent prismatique (fig. 350). Les faces principales sont celles du prisme $\{110\}$, se combinant habituellement aux faces des pinacoïdes $\{010\}$, $\{001\}$, quelquefois $\{101\}$, $\{201\}$, etc. Les cristaux transparents ou semi-transparent d'adulaire ont un faciès caractéristique représenté sur la figure 351. Les macles simples sont assez fréquentes. La face d'accolement est le plus souvent (010) et l'axe de la macle est $\perp (010)$, c'est la macle de Carlsbad (fig. 352). Dans cette association la face (001) d'un individu est parfois con-

fondue avec la face de l'autre de sorte qu'elles forment un plan commun (à droite sur la figure 352). Elles ne se distinguent que par l'éclat et les directions du clivage. Eventuellement, on rencontre l'association de Baveno dont le plan de macle est (021) (fig. 353).

Couleur. Les orthoses communes non transparentes possèdent une couleur rose clair, jaune-brun, blanc rosé et quelquefois rouge clair. **Eclat** vitreux, surtout pour l'adulaire.

Dureté 6-6,5. **Clivage** parfait suivant {001} et {010} sous un angle de 90°.

Caractères distinctifs. A l'œil nu les orthoses se reconnaissent assez facilement par leur couleur claire, jaunâtre ou rougeâtre, leur grande dureté et l'angle de clivage. Il est vrai qu'il est impossible de les distinguer à l'œil nu (sans l'étude au microscope) du microcline aussi répandu et de même couleur.

Origine. L'orthose, de même que les autres feldspaths sodopotassiques, se rencontre essentiellement dans des roches *ignées acides* et accessoirement dans des roches *neutres*.

Dans les *pegmatites* des granites, l'orthose est relativement plus rare que le microcline. De même que le microcline, elle est soumise, au cours des stades pegmatitiques plus tardifs, à l'albitisation, c'est-à-dire à sa substitution par de l'albite.

Soumis à l'altération provoquée par les agents atmosphériques (O_2 , CO_2 , H_2O , etc.) l'orthose, le microcline et d'autres feldspaths subissent la kaolinisation. Les produits résiduels de l'altération, sous forme d'argiles kaoliniques, s'accumulent dans le manteau de débris superficiel ou sont évacués par les eaux courantes. Comme on l'a déjà indiqué, sous l'effet de l'altération tropicale ou subtropicale, peuvent se former des bauxites et d'autres produits latéritiques.

Pour les applications des roches à orthose voir plus loin le microcline.

MICROCLINE— $K[AlSi_3O_8]$. Du grec « Micros clinos » — peu incliné : l'angle entre les plans de clivage (010) : (001) diffère de l'angle droit de 20' seulement.

Composition chimique identique à celle de l'orthose. Contient presque toujours Na_2O en quantités appréciables. En outre il contient, dans les variétés vertes plus fréquemment que dans les microclines ordinaires et les orthoses, des impuretés de Rb_2O (quelquefois jusqu'à 1,4 %) et de Cs_2O (jusqu'à 0,2 %).

Système triclinique; pinacoïde, sym. C . Gr. sp. $P\bar{1}$ (C_1). Les macles ont la même apparence que pour l'orthose. Les macles polysynthétiques fines et à quadrillages, visibles au microscope avec nicols croisés dans les grains isolés, sont très typiques. Etat d'aggrégation. Dans les pegmatites il se présente fréquemment en agrégats de cristaux très volumineux qui se brisent facilement sous le choc suivant des plans de clivage. Les dimensions des cristaux, obtenus par clivage, atteignent souvent de dizaines de centimètres et même

quelquefois plusieurs mètres. Les druses de cristaux bien formés sont fréquentes.

La couleur du microcline est la même que celle de l'orthose. Il existe cependant une variété verte, dénommée *amazonite*. Il arrive que cette coloration ne soit pas uniforme se limitant fréquemment à la périphérie des cristaux ou apparaissant à l'intérieur en veinules, lentilles ou taches irrégulières, quelquefois voisinant avec des veinules de quartz blanc. Eclat vitreux, légèrement nacré sur les plans de clivage.

Dureté 6-6,5. Clivage identique à celui de l'orthose : parfait suivant (001) et (010). P. sp. 2,54-2,57.

Caractères distinctifs. Par ses caractères externes le microcline n'est pas discernable de l'orthose. En lames minces, au microscope, il se reconnaît facilement aux quadrillages des individus isolés bien visibles, avec des nicols croisés, alors que l'orthose, ne présentant pas de quadrillages, est identifiable à ses constantes optiques.

Origine et gisements. Comparé à l'orthose il est bien plus fréquent dans les roches *intrusives acides et neutres* (granites, granodiorites, syénites, etc.). Il est aussi le minéral essentiel des pegmatites. Dans ces dernières on rencontre souvent des *microclines perthitiques*, avec des exsudations d'albite du fait de la décomposition de la solution solide, s'enclavant dans le microcline qui possède parfois une texture réticulaire. Les fragments d'albite sont souvent visibles à l'œil nu ou se distinguent sur les surfaces polies.

Parmi les minéraux qui accompagnent le microcline, se rencontrent le plus souvent le quartz, l'albite, quelquefois la néphéline (dans les pegmatites néphéliniques basiques) et les micas. Les groupements réguliers très originaux de microcline avec du quartz, qui portent le nom de « pegmatite graphique » (fig. 354), sont fréquents.

Dans le Nord-Ouest de la Partie européenne de l'U.R.S.S. des beaux feldspaths existent dans des pegmatites traversant en filons ou en couches des gneiss, qui contiennent, outre le microcline et des plagioclases, du quartz, de la muscovite et localement de la biotite. Les pegmatites de l'Oural central qui se trouvent dans des syénites néphéliniques sont aussi remarquables par leur haute qualité.

Les gisements connus d'*amazonite* (comme pierre d'ornement) sont répandus dans les *Monts Ilmen* où elle a été découverte en 1784. Ici l'*amazonite* se rencontre en concentrations assez importantes colorées localement en vert foncé, vert bleuâtre, vert pomme, éventuellement en vert turquoise et ses autres nuances avec passage au gris jaunâtre et jaune.

Importance pratique. Les gisements de feldspaths sodopotassiques de pegmatites, dans lesquelles le microcline joue le rôle essentiel, présentent un grand intérêt industriel. Ils sont utilisés principalement dans la verrerie et la céramique.

L'utilisation des feldspaths est basée sur leur propriété de former, à des températures relativement peu élevées (1 100-1 300°), du verre qui, additionné de kaolin et de quartz, donne en se refroidissant une masse blanche compacte, légèrement transparente, appelée *porcelaine* employée dans la fabrication de la vaisselle; ils servent aussi à la préparation des glaçures et des émaux. En quantités importantes les feldspaths sont employés dans la préparation de la

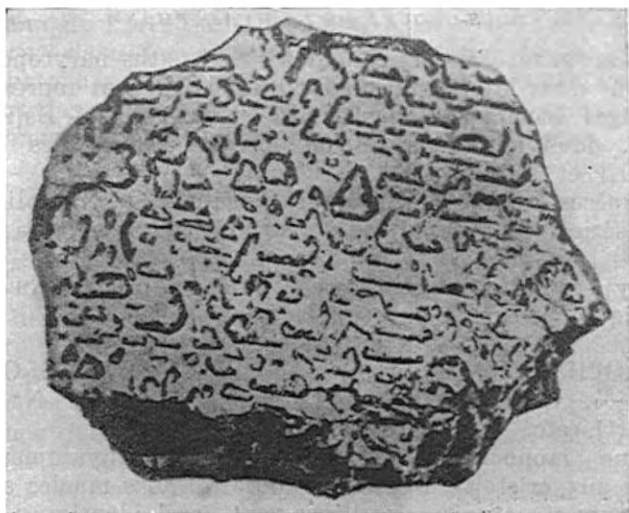


Fig. 354. Groupement régulier du quartz (foncé) avec le microcline (pegmatite graphique).

porcelaine industrielle pour la fabrication des accessoires électriques. Les variétés particulièrement pures sont destinées à la fabrication des dents artificielles en porcelaine, des verres spéciaux opalins et pour d'autres usages.

L'amazonite d'une jolie couleur verte s'emploie pour la fabrication de bijoux et d'objets divers (vases, coffrets, cendriers, etc.).

ANORTHOSE— $(\text{Na}, \text{K})[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$. Système triclinique. Du grec « anorthose »—non orthose (c'est-à-dire seulement de même apparence). Contient souvent CaO (quelquefois jusqu'à plusieurs %). Le nom « anorthose » est donné aux feldspaths tricliniques dans lesquels la teneur en Na_2O est supérieure à celle de K_2O . Souvent on peut rencontrer dans la littérature cette dénomination employée dans un sens plus large, englobant tous les feldspaths non monocliniques, le microcline compris (indépendamment de la teneur en Na_2O).

Par ses propriétés physiques l'anorthose ressemble au microcline et s'en distingue seulement par ses constantes optiques. P. sp. 2,56-2,60. Calciné, se transforme facilement en une espèce monoclinique, mais après refroidissement, redevient triclinique.

H se rencontre dans les roches volcaniques riches en sodium. Originellement reconnu dans des laves andésitiques de l'île de Pantellaria (Italie).

SOUS-GROUPE DE LA HYALOPHANE

A ce sous-groupe appartiennent les feldspaths barytopotassiques cristallisant dans le système monoclinique. Ils sont représentés par les mélanges isomorphes de la série $K[AlSi_3O_8] - Ba[Al_2Si_2O_8]$. En outre, dans leur composition entrent en faibles quantités $Na[AlSi_3O_8]$ et $Ca[Al_2Si_2O_8]$.

Les espèces minérales reconnues jusqu'ici ne remplissent pas toute la série. On connaît des variétés contenant la molécule $Ba[Al_2Si_2O_8]$ jusqu'à 35 %, et dans un cas jusqu'à près de 50 % ; enfin, il y a aussi des hyalophanes, qui sont proches du feldspath monoclinique purement barytique appelé celsiane.

HYALOPHANES— $(100 - n) K[AlSi_3O_8] \cdot nBa[Al_2Si_2O_8]$ où $n = 0-35$ %. Contiennent sous forme d'impuretés Na_2O , CaO , parfois SrO , etc.

Système monoclinique. Les cristaux des hyalophanes sont analogues aux cristaux d'orthose (adulaire). Les macles sont identiques. Leurs structures cristallines sont aussi identiques en raison de la similitude des rayons ioniques des cations K^+ et Ba^{2+} (1,33 et 1,38 Å). La substitution des ions K^+ par les ions Ba^{2+} s'équilibre par la substitution de Si^{4+} à Al^{3+} .

Cristaux transparents, parfois gris avec reflet jaunâtre, verdâtre ou bleuâtre, moins fréquemment rouges. Ils se rencontrent sous forme de druses dans les cavités ou en veinules. Eclat vitreux, nacré sur les plans de clivage.

Dureté 6-6,5. Clivage analogue à celui de l'orthose. P. sp. 2,6-2,82 (ce dernier chiffre correspond à l'hyalophane à 30 % de $Ba[Al_2Si_2O_8]$). Au chalumeau fondent difficilement. Insolubles dans les acides. Se distinguent de l'orthose par la présence de baryum, le poids spécifique nettement élevé et également par les constantes optiques.

Les orthoses, contenant du baryum en petites quantités, se rencontrent dans les roches ignées magmatiques. Les variétés riches en baryum s'observent dans les gisements pyrométasomatiques. Elles ont été trouvées dans le bassin de la rivière Sludianka (au sud de la région du lac Baïkal) dans des filons de calcite à phlogopite où elles se présentent sous forme de cristaux gris, associées à du diopside, de la scapolite et de la calcite ou bien se développent directement par métasomatose à partir de l'orthose rose.

CELSIAN— $\text{Ba}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$. La teneur en BaO oscille entre 34 et 42 %. Système monoclinique. Se rencontre en cristaux bien formés, rappelant par leur apparence les prismes courts de l'orthose, quelquefois avec de nombreuses facettes. Il existe aussi des formes en prismes allongés. Macles de Manebach, Baveno et Carlsbad. A été observé en masses granulaires compactes.

Transparent, incolore ou translucide. Possède parfois une coloration allochromatique rouge ou noire, due à de l'oxyde ferrique ou des oxydes de manganèse. Eclat vitreux. Dureté 6. Clivage identique à celui de l'orthose. P. sp. 3,31-3,37.

S'observe dans les gisements pyrométasomatiques, de même que les hyalophanes (Jacobsberg, Suède), dans les schistes gréseux ordoviciens traversés par des tufs à minerais de manganèse (presqu'île de Carnarvon, pays de Galles) et en d'autres endroits.

2. Groupe de la scapolite

Ce groupe, remarquable par le développement de ses séries isomorphes, a par sa composition chimique beaucoup d'analogie avec le groupe des plagioclases. A la différence de ces derniers, nous avons ici des anions complémentaires: Cl^- , $[\text{SO}_4]^{2-}$, $[\text{CO}_3]^{2-}$, quelquefois F^- et OH^- . En conséquence la charge globale dans les réseaux cristallins n'est équilibrée que par l'entrée de cations complémentaires Na^+ et Ca^{2+} .

De même que dans la série des plagioclases, au fur et à mesure de la variation de composition, il se produit, certainement, une substitution de NaSi par CaAl. De même apparaissent des rapports mutuels entre les anions Cl, plus étroitement liés aux variétés sodiques, et les groupes $[\text{SO}_4]$ et $[\text{CO}_3]$, caractéristiques des variétés plus riches en calcium.

Les termes extrêmes de cette série sont représentés par une espèce minérale purement sodique, la marialite (Ma), et une espèce purement calcique, la méionite (Me). Pour les variétés de composition intermédiaire, on a adopté la même méthode de classification que pour les plagioclases (sur la base de la teneur en % de molécule de méionite).

Il est évident qu'avec la variation de la composition chimique des minéraux de ce groupe, leurs propriétés physiques se modifient en conséquence.

SCAPOLITE— $(75-n)\text{Na}_4[\text{AlSi}_3\text{O}_8]_3\text{Cl} \cdot n\text{Ca}_4[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]_3[\text{SO}_4, \text{CO}_3]$, où n varie de 0 à 75 %. Le nom tire son origine des mots grecs « scapos », tige, et « lithos », pierre. Cette dénomination a été choisie en raison de la forme des cristaux. Une variété, la glaucolite (qu'il ne faut pas confondre avec la glauconie, hydrosilicate de Fe et K) a une composition moyenne. Autrefois dans la littérature il existait plusieurs dénominations de variétés qui ne sont en fait que des synonymes.

Composition chimique. La teneur en SiO_2 diminue de 56 à 47 % à mesure de l'augmentation de la molécule de méionite; corrélativement les teneurs en Na_2O et Cl diminuent et celles de CaO et CO_2 augmentent.

Système quadratique; bipyramide tétragonal, sym. L^4PC . Gr. sp. $14/m (C_{4h}^2)$. $a_0 = 12,24$; $c_0 = 7,59$. **Structure cristalline.** Elle se caractérise par des anneaux complexes de quatre tétraèdres avec

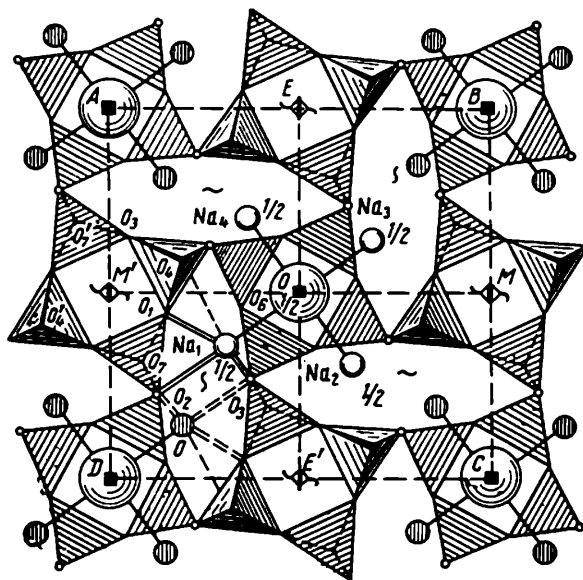


Fig. 355. Structure cristalline de la scapolite en projection le long de l'axe c . Grandes sphères Cl^- ; petites sphères Na^+ ou Ca^{2+} . Les petits cercles aux sommets des anneaux quadruples des axes A, B, C, D et O figurent les ions oxygène qui lient les anneaux

des sommets alternativement tournés vers le haut et vers le bas. Ces anneaux se disposent en colonnes parallèles à l'axe c du cristal. Sur la fig. 355 est représentée la projection de la charpente tétraédrique de la scapolite sur le plan (001) . A l'intérieur existent des espaces vides pour les cations Na^+ et Ca^{2+} et aussi de grandes lacunes pour les anions Cl^- , $[\text{SO}_4]^{2-}$ ou $[\text{CO}_3]^{2-}$. Aspect des cristaux. Les cristaux ont un faciès prismatique et sont habituellement allongés verticalement (fig. 356). Les faces les plus répandues sont celles des prismes $\{100\}$, $\{110\}$ et $\{210\}$, tronqués par les faces $\{111\}$, $\{131\}$, $\{331\}$ des bipyramides et aussi de $\{101\}$, etc. Les cristaux ne se rencontrent qu'en druses dans les cavités, tandis qu'au sein de la roche la scapolite ne se développe qu'en grains informes ou en agrégats granulaires qui constituent parfois l'ensemble de la roche.

Couleur. Les scapolites des roches volcaniques sont habituelle-

ment incolores mais celles formées dans des schistes cristallins et calcaires, au contraire, sont opaques, colorées en gris ou quelquefois en bleu intense (glaucolite), plus rarement en rouge. Eclat vitreux à reflet nacré sur les faces de clivage. $Nm = 1,550-1,595$ et $Np = 1,540-1,556$ (augmentent avec l'accroissement de la molécule de la méionite).

Dureté 5-6. Fragile. Clivage moyen suivant $\{100\}$ et imparfait suivant $\{110\}$; se présente souvent en estalier. Cassure inégale. P. sp. augmente vers la méionite de 2,61 à 2,75.

Caractères distinctifs. Les scapolites se distinguent des feldspaths, qui leur ressemblent, par la forme nettement quadratique de leurs cristaux, le clivage peu marqué (suivant le prisme quadratique) et la dureté quelque peu inférieure.

Examinés au chalumeau les cristaux se boursouflent dégageant des composants volatils et fondent ensuite en une masse vitreuse blanche et bulleuse. Dans HCl se désagrègent partiellement et d'autant plus facilement qu'il y a davantage de méionite. En même temps la silice se sépare, non en masse gélatineuse, mais sous forme d'un précipité qui rappelle un vase.

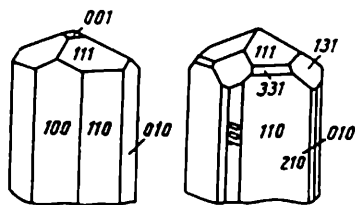


Fig. 356. Cristaux de scapolite.

Origine et gisements. Les scapolites, produits d'origine *pneumatolytique*, se trouvent dans les cavités des roches volcaniques en druses de cristaux incolores et bien formés. Elles s'observent fréquemment dans les gisements *pyrométasomatiques* au contact des intrusions de roches acides et basiques avec des calcaires et dolomies. Elles s'associent à des grenats, des pyroxènes, quelquefois de l'apatite, etc. Assez souvent on observe la substitution de scapolites à d'autres minéraux, surtout aux plagioclases. Il a été noté que, en règle générale, les scapolites possèdent une composition plus basique que les plagioclases (Na_2O est partiellement lessivé). Elles sont parfois accompagnées par des zéolites.

Une assez grande fréquence des scapolites a été notée dans les gisements de magnétite de la région de *Koustanaï*. Là, elles existent non seulement dans les roches encaissantes, modifiées par métasomatose, mais dans les minerais magnétiques eux-mêmes.

Les scapolites sont connues depuis longtemps dans de nombreux gisements de phlogopites sur la rivière *Sludianka* (au sud de la région du lac Baïkal). Elles y sont associées d'ordinaire au diopside et à la calcite. Certains cristaux isolés de scapolite (stroganovite) atteignent 0,5 m de long. Leur couleur est habituellement jaune paille pâle ou vert terreux. Ils se sont formés ici par métasomatose au cours des réactions des pegmatites avec les calcaires. Des masses compactes de glaucolites colorées en bleu ciel, gris-bleu ou bleu-violet ont également été trouvées ici.

Les scapolites subissent assez facilement des modifications secondaires surtout par altération superficielle. On a observé des pseudomorphoses en scapolites de chlorites, épidote, albite, micas ainsi que d'autres minéraux. Au cours de l'altération superficielle il se forme, à leurs dépens, des argiles kaoliniques.

3. Groupe de la leucite

Nous étudierons ici, outre la leucite et la pollucite, l'analcime très proche par plusieurs de ses propriétés de la leucite et qui contient de l'eau de nature zéolitique.

LEUCITE— $K[AlSi_2O_6]$ ou $K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 4SiO_2$. Le nom vient du mot grec « leucos », blanc. C'est un minéral essentiel de certaines roches effusives (basaltes leucitiques, phonolites, trachytes, etc.) riches en alcalis et relativement pauvres en silice.

Composition chimique. $K_2O = 21,5 \%$, $Al_2O_3 = 23,5 \%$, $SiO_2 = 55,0 \%$. Contient en petites quantités Na_2O , CaO , H_2O .

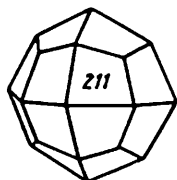


Fig. 357. Cristal de leucite.

Système. C'est un minéral dimorphe. Aux températures supérieures à 620° la leucite est une variante cubique stable, au-dessous de cette température, elle subit une transformation polymorphique et devient quadratique. **Aspect des cristaux.** Ces derniers sont très caractéristiques; la leucite se

présente en cristaux polyédriques bien formés, trioctaèdres quadratiques (fig. 357). Les formes $\{211\}$, rarement $\{110\}$ et $\{100\}$ sont typiques. La surface des faces est mate et quelquefois porte des stries de macle. Le plan de macle est $\{100\}$. La leucite se présente quelquefois en masses granulaires.

Couleur. Incolore; blanche à reflet gris ou jaune; fréquemment gris cendré. Eclat sur les cassures vitreux, gras. $Ng = 1,509$ et $Np = 1,508$.

Dureté 5-6. Fragile. Clivage absent. Cassure conchoïdale. P. sp. 2,45-2,50.

Caractères distinctifs. La forme des cristaux et leur coloration claire et, au microscope, les anomalies optiques et un faible indice de réfraction sont très typiques.

Au chalumeau ne fond pas. Se dissout dans HCl avec précipité de silice pulvérulente.

Origine et gisements. La leucite est un minéral typique des *magmas* de haute température qui se forme au cours de la solidification des laves riches en alcalis (principalement K_2O) et pauvres en SiO_2 . Pour cette raison elle ne se rencontre pas avec le quartz. D'ordinaire elle est associée aux pyroxènes alcalins (aëgyrine ou aëgyrinaugite), néphéline, etc. En cristaux isolés elle se rencontre aussi dans les éjections volcaniques, cendres et tufs.

Sous l'influence des processus postérieurs on observe, assez fréquemment, des phénomènes engendrant des transformations chimiques. On connaît des pseudomorphoses en leucite de l'orthose et de la séricite (mica potassique). Quelquefois on observe la substitution de la leucite par de la néphéline et de l'albite en des proportions quantitatives variables. De telles pseudomorphoses portent le nom de pseudoleucite ou d'épileucite. Les cas de transformations de leucite en analcime, au cours des réactions de solutions contenant du sodium, ne sont pas rares. Ces transformations ont également lieu à une grande échelle dans les sols et s'accompagnent du passage du potassium dans la solution. On comprend donc pourquoi les sols formés sur les roches à leucite sont particulièrement fertiles.

En U.R.S.S. les roches effusives à leucite sont connues en Arménie. Dans les laves du *Monte Somma* (Vésuve) la leucite se trouve en très grandes quantités sous forme de gros et de petits cristaux. Des roches effusives à épileucite existent en U.R.S.S. au Turkestan sur la rivière Ichime, en Sibérie Orientale et ailleurs.

Importance pratique. Dans certains pays, par exemple en Italie, les roches leucitiques s'exploitent comme minerais de potassium et d'aluminium. Il ne faut pas perdre de vue que, comparativement à l'orthose, la leucite contient moins de SiO_2 et plus de Al_2O_3 .

ANALCIME— $\text{Na}[\text{AlSi}_2\text{O}_6] \cdot \text{H}_2\text{O}$ ou $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. De « analcis », en grec faible. Ce nom lui a été donné parce que ce minéral développe faiblement de l'électricité par friction.

Composition chimique (en %) : $\text{Na}_2\text{O} = 14,07$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 23,29$; $\text{SiO}_2 = 54,47$; $\text{H}_2\text{O} = 8,17$. Il existe aussi une variété, riche en K_2O (jusqu'à 5,5 %). Contient quelquefois en petites quantités CaO et MgO .

Système cubique ; hexaoctaèdre. Gr. sp. $Ia\bar{3}d$ (O_h^{40}). $a_0 = 13,71$. Cristallise exactement dans les mêmes formes que la leucite (voir fig. 357). Les cristaux cubiques aux angles tronqués par les faces du trioctaèdre quadratique (fig. 358) se rencontrent plus rarement. Il existe aussi en agrégats granulaires, sous forme de druses de cristaux dans les cavités, de croûtes cristallines et de géodes.

Couleur. Incolore, blanche avec reflet grisâtre, rougeâtre ou verdâtre, quelquefois rose chair (pigmentation par l'oxyde de fer). **Eclat** vitreux. $N = 1,489-1,479$.

Dureté 5-5,5. Fragile. **Clivage** pratiquement absent, perceptible quelquefois suivant $\{001\}$. P. sp. 2,2-2,3.

Caractères distinctifs. Se distingue de la leucite, qui lui ressemble, avant tout par sa composition, sa moindre dureté, l'indice de réfraction plus bas et son comportement au chalumeau.

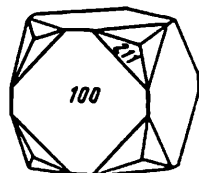


Fig. 358. Cristal d'analcime.

Au chalumeau fond facilement en une masse vitreuse transparente. Perd facilement l'eau par chauffage et devient trouble (ce qui ne s'observe pas pour la leucite). Dans HCl se dissout presque entièrement avec gelée de silice.

Origine et gisements. De même que les zéolites, l'analcime se rencontre habituellement comme produit d'altération *hydrothermale de basse température* ayant lieu en achèvement du processus magmatique. Sa formation est souvent conditionnée par une température inférieure à 100°.

Il est possible que dans certains cas rares, l'analcime se forme comme minéral primaire au cours de la cristallisation du magma riche en Na et H₂O et soumis à une forte pression. Dans les teschenites (diabases à analcime) l'analcime, étant l'unique aluminosilicate de sodium, se cristallise la dernière dans les fentes des silicates formés précédemment. Tels sont, par exemple, les teschenites du *Caucase*. De gros cristaux transparents se trouvent dans les tufs volcaniques des îles *Cyclopes* près de Catane (Sicile).

Dans les *pegmatites* de roches basiques, riches en sodium (syénites néphéliniques) on l'observe parmi les derniers minéraux d'origine hydrothermale substituée, la plupart du temps, à la néphéline. Elle se manifeste dans les pegmatites des *Monts Ilmen* et ailleurs.

Comme minéral de néoformation, l'analcime se forme aussi quelquefois au cours des processus exogènes. On la trouve, par exemple, dans les sols sur les roches à leucite et éventuellement dans les formations sédimentaires.

POLLUCITE—Cs [AlSi₂O₆] (théoriquement) ou Cs₄NaAl₅Si₁₁O₃₂ × 1,3 H₂O. La dernière formule correspond à l'espèce la plus riche en césium connue jusqu'ici parmi les variétés de pollucite trouvées à l'état naturel. Synonyme : pollux. Il n'y a pas très longtemps encore la pollucite était une rareté minéralogique. De nos jours, il existe des gisements exploitables de pollucite, minéral encore unique par sa richesse en césium.

Composition chimique variable. La teneur en Cs₂O atteint 30-32 %. On a constaté un cas intéressant de mélange isomorphe de pollucite avec l'analcime. En se basant sur les résultats d'une série d'analyses, il a été possible de conclure que le terme extrême de la série isomorphe (la pollucite pure non encore rencontrée dans la nature) doit répondre à la formule suivante : Cs [AlSi₂O₆], c'est-à-dire doit constituer une espèce analogue à la leucite.

Par conséquent, les mélanges isomorphes se forment entre les silicates hydratés et anhydres : Cs [AlSi₂O₆]—Na [AlSi₂O₆] · H₂O. En faibles quantités sont aussi présents Rb₂O, K₂O et Tl₂O.

Système cubique ; hexaoctaèdre. Gr. sp. *Ia3d* (*O_h¹⁰*). *a*₀ = 13,69. **Structure cristalline** analogue à celle de l'analcime. **Aspect des cristaux.** Les cristaux bien formés se rencontrent dans les cavités mais sont en général rares. Se présentent en combinaison de {100}

et {210} et atteignent 2 cm de diamètre. La pollucite s'observe le plus souvent en veinules ou en masses compactes.

Couleur. Incolore et transparente. Eclat typiquement vitreux. $N = 1,524-1,506$.

Dureté 6,5. Clivage pratiquement absent. Cassure conchoïdale. **P. sp.** 2,86-2,90.

Caractères distinctifs. Se rencontre associée à des minéraux lithinifères en masses vitreuses, ayant l'apparence du quartz duquel elle se distingue aisément par les propriétés optiques (la poudre est isotrope, examinée au microscope). Le césium se reconnaît facilement par l'analyse spectrale. Pour la pollucite, les minces passées de minéraux secondaires, de couleur blanche, grise ou rose sont aussi très caractéristiques.

Au chalumeau les bords de minces esquilles s'arrondissent; elle fond en un émail blanc, colorant la flamme en jaune rougeâtre. Calcinée devient trouble (perd de l'eau). Dans HCl, à chaud, se dissout difficilement avec silice pulvérulente; la solution avec le chlorure de platine donne un précipité abondant de chlorure double de césium et de platine.

Origine et gisements. Minéral hydrothermal, il se rencontre dans les cavités miarolitiques du granite et des pegmatites. Il est lié paragénétiquement aux silicates lithinifères (pétalite, lépidolite), aux phosphates lithinifères (amblygonite), au quartz entre autres minéraux.

On observe dans les masses compactes de pollucite de nombreuses et très fines veinules blanches à aspect de kaolin qui sont les produits de sa décomposition.

Primitivement, la pollucite a été découverte dans les cavités des granites de l'île d'Elbe (Italie). En concentrations importantes, elle a été reconnue dans la région des gisements de lépidolite de *Karibib* (Afrique du Sud-Ouest). Elle a été décrite dans des gîtes de *Varuträsk* (Suède), *Hebron* (U.S.A.).

Importance pratique. La pollucite est la plus importante source de sels de césium utilisés dans des buts divers au laboratoire et dans la pratique analytique. Le rôle du césium est essentiel dans les appareils électriques automatiques sensibles à la lumière et dans les lampes à décharge. Le problème de transmission à distance des images (télévision) a été techniquement résolu grâce aux propriétés photochimiques du césium.

4. Groupe de la néphéline

Ce sont des aluminosilicates dont la teneur en silice est encore plus faible et qui répondent à la formule générale: $R^+ [AlSiO_4]$, où $R^+ = Li, Na, K$. Ils cristallisent dans le système hexagonal. Aux hautes températures $Na [AlSiO_4]$ et $K [AlSiO_4]$ forment une série continue de solutions solides. Nous étudierons ici la néphéline seule.

NÉPHÉLINE— $\text{Na}[\text{AlSiO}_4]$ ou $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$. Ce nom vient du mot grec « nepheli », nuage (dans les acides forts devient nébuleuse et se décompose avec gelée de silice). Souvent elle est l'élément essentiel des roches ignées basiques riches en sodium.

Composition chimique : ne correspond pas exactement à la formule. SiO_2 y est toujours en excès (jusqu'à 3-10 %) ce qui est la conséquence de la substitution d'une certaine quantité d'ions sodium et aluminium par des ions silicium suivant le schéma : $\text{Na}^+ + \text{Al}^{3+} = \text{Si}^{4+}$. K_2O est présent aussi (la teneur en molécule $\text{K}[\text{AlSiO}_4]$ oscille entre 5 et 20 %). En outre, on note la présence de CaO (jusqu'à 0,5-7 %), quelquefois Fe_2O_3 , Cl et H_2O .

Système hexagonal ; pyramide hexagonale, sym. L^6 . Gr. sp. $\bar{P}3c$ (D_3). $a_0 = 10,05$; $c_0 = 8,38$. **Structure cristalline**. Présente certaines particularités. Les deux tiers d'ions aluminium se disposent

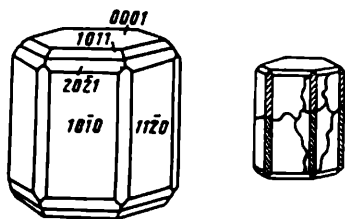


Fig. 359. Cristaux de néphéline.

différente au dernier tiers ce qui se répercute sur la technologie de l'extraction d'alumine à partir de la néphéline, car un tiers de Al passe plus difficilement dans la solution. Il est aussi remarquable de constater qu'au cours de la décomposition, dans des conditions naturelles, deux tiers d'ions aluminium forment de la natrolite et un tiers de la kaolinite. **Aspect des cristaux**. Prismatique, en bâtonnets courts (fig. 359) ou en tablettes épaisses. Le développement principal obtient le prisme $\{10\bar{1}0\}$ et le pinacoïde $\{0001\}$ et aussi les faces de la bipyramide $\{10\bar{1}1\}$ et du prisme $\{11\bar{2}0\}$. Les cristaux de néphéline des formes extérieures simples sont souvent des macles (avec limites irrégulières) ce qui se manifeste par l'existence de figures de corrosion et des stries sur les faces (fig. 359). Les cristaux sont rares et principalement dans les cavités des roches. **Etat d'agrégation**. La néphéline existe habituellement en grains informes englobés dans la roche ou en masses compactes souvent grossièrement grenues.

Couleur. Incolore mais le plus souvent blanc grisâtre ou grise à reflet jaune, brun, rouge, vert. Les variétés à grands cristaux ou en masses compactes, faiblement colorées, portent souvent le nom d'*éleolite*. Eclat vitreux sur les faces des cristaux et gras dans la cassure. $Nm = 1,532-1,547$ et $Np = 1,529-1,542$.

Dureté 5-6. Fragile. Clivage pratiquement absent ou difficile suivant $\{0001\}$ et $\{1010\}$. P. sp. 2,6.

Caractères distinctifs. Il n'est pas toujours facile de reconnaître la néphéline à l'œil nu. Dans les roches basiques, riches en sodium, elle se caractérise par une couleur grisâtre aux reflets divers et un

éclat gras typique. Dans les terrains altérés, elle se reconnaît facilement aux minces pellicules mates ou aux petites croûtes se formant dans les dépressions comme produits de l'altération chimique.

Examinée au chalumeau fond, quelquefois assez facilement, en colorant la flamme en jaune. N'est pas décomposée par les acides.

Origine et gisements. La néphéline est répandue presque exclusivement dans les roches *magmatiques* alcalines, pauvres en silice : syénites néphéliniques et leurs pegmatites, phonolites, etc. On y rencontre parfois des schlierens composés presque entièrement de néphéline. Dans les roches magmatiques plus riches en silice, elle s'associe à l'albite, mais lorsque SiO_2 est en excès, elle ne se rencontre plus.

Dans les roches néphéliniques de profondeur on peut généralement rencontrer, en paragenèse avec elle, l'ægryrine (pyroxène alcalin), les feldspaths alcalins (albite, microcline), quelquefois la hornblende alcaline, et souvent des produits de l'altération hydrothermale de la néphéline, principalement la cancrinite, la sodalite et les zéolites. En outre, la présence de minéraux de zirconium et de titane (zircon, sphène, ilménite, etc.), en particulier dans les pegmatites, est caractéristique.

Soumise à l'altération superficielle, la néphéline se décompose assez facilement et est entraînée lors du lessivage. D'abord, elle se couvre de pellicules blanches, produits de la décomposition chimique, mais vers la fin, la roche à néphéline devient caverneuse à la surface.

Les roches néphéliniques forment fréquemment des massifs importants. En U.R.S.S., dans l'Oural du Sud, le massif des syénites néphéliniques (miascites), des *Monts Ilmen* auxquels se rattachent de nombreuses mines de divers minéraux rares, jouit d'une grande notoriété. Dans les Monts de *Khibines* un important gisement d'apatite se rattache à des roches à néphéline.

Importance pratique. Les masses homogènes de néphéline et les résidus des usines d'enrichissement qui se composent (après l'extraction de l'apatite ou d'autres substances utiles) principalement de néphéline, peuvent être utilisés par des industries les plus diverses.

En petites quantités la néphéline est utilisée en verrerie, pour obtenir des verres teintés en vert sans addition de produits alcalins. En céramique, elle peut remplacer le feldspath. Grâce à leur assez facile solubilité dans les acides, les résidus des usines de traitement contenant de la néphéline peuvent être utilisés pour l'obtention d'alumine (la teneur en Al_2O_3 oscille entre 31 et 34 %) et aussi de gel de silice, de soude, d'outre-mer et d'autres produits.

5. Groupe de la sodalite

Les minéraux du groupe de la sodalite, cristallisant dans le système cubique, sont proches, par leur composition, des minéraux du groupe de la néphéline mais, par contre, ils contiennent en qualité d'ions complémentaires Cl^- , S^{2-} , $[\text{SO}_4]^{2-}$. Corrélativement, on y rencontre comme cations, les cations complémentaires Na^+ et Ca^{2+} .

SODALITE— $\text{Na}_8[\text{AlSiO}_4]_{16}\text{Cl}_2$ ou $3\text{Na}_2\text{O} \cdot 3\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2 \cdot 2\text{NaCl}$. Ce nom est justifié par la présence dans le minéral du sodium; de « lithos », en grec pierre. De même que les autres minéraux du groupe

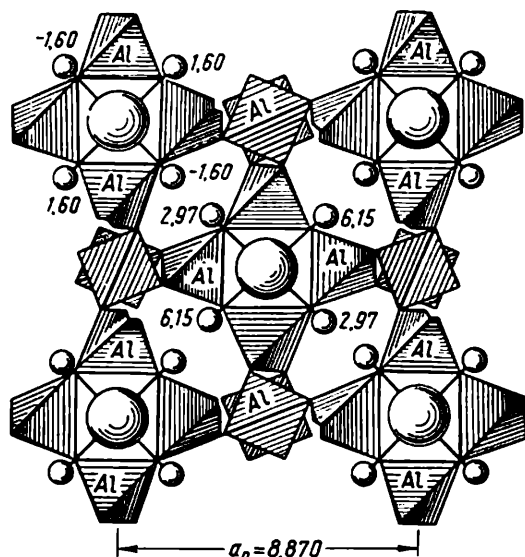


Fig. 360. Structure cristalline de sodalite en projection sur la face du cube le long de l'axe c .

Les ions Cl^- (grandes sphères) se placent aux sommets du carré à la hauteur 0 et au centre à la hauteur $1/2 c = 4,435 \text{ \AA}$. Les petites sphères sont des ions Na^+ (les chiffres à côté indiquent leur hauteur respective). Dans la charpente de tétraèdres les groupes AlO_4 sont indiqués à l'aide du signe Al . Pour plus de clarté, les sommets des tétraèdres en liaison avec les mailles supérieures et inférieures sont représentés comme brisés.

à l'exception de la lazurite, la sodalite se rencontre dans des roches ignées riches en sodium et pauvres en silice.

Composition chimique. $\text{Na}_2\text{O} = 25,5 \%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 31,7 \%$, $\text{SiO}_2 = 37,1 \%$, $\text{Cl} = 7,3 \%$. En petites quantités on décèle également du K_2O .

Système cubique; hexatétraèdre. Gr. sp. $P\bar{4}3n(T_d)$. $a_0 = 8,87$. Structure cristalline cubique simple (fig. 360). Les ions Cl occupent les sommets et le centre du cube et sont entourés par le groupement tétraédrique des ions du sodium.

Aspect des cristaux. En rhombo-dodécaèdre (fig. 361). Ils sont formés par les faces de {110} et {100}; les autres formes se développent très rarement. Les macles suivant (111) sont assez fréquentes, c'est-à-dire que l'axe de la macle est l'axe ternaire. **Etat d'agrégation.** Se rencontre aussi en masses granulaires.

Couleur. Incolore ou grise avec reflet jaunâtre ou bleuâtre, plus rarement bleue. Eclat vitreux, gras sur les cassures. $N = 1,483-1,490$.

Dureté 5,5-6. **Clivage** moyen suivant {110}. Cassure inégale. **P. sp.** 2,13-2,29.

Caractères distinctifs. Se distingue des silicates alcalins des autres groupes par l'isotropie optique. Cependant, il est très difficile de la distinguer de la noséane et de la haüyne sans la réaction chimique. De la fluorine de couleur sombre, elle se distingue par sa décomposition facile dans les acides.

Au chalumeau fond, en se boursouflant, en un verre incolore. Dans le tube fermé les variétés transparentes deviennent troubles. Se dissout dans HCl; après évaporation laisse un dépôt de silice gélatineuse. Le minéral, dissout dans HNO₃ après une lente évaporation sur une lamelle de verre, laisse du NaCl en cristaux. La présence du chlore peut être décelée par AgNO₃.

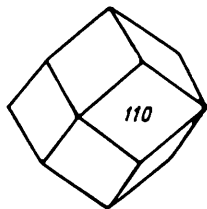


Fig. 361. Cristal de sodalite.

Origine et gisements. La sodalite est un minéral primaire des roches ignées alcalines, surtout de nature effusive. Elle se rencontre aussi, mais rarement, dans des roches intrusives, par exemple dans les syénites sodiques de *Zéravchan* (R.S.S. des Tadjiks), dans les roches alcalines de Marioupol, etc. Habituellement, elle est associée à la néphéline, cancrinite, eudyalite entre autres minéraux. Minéral tardif, elle remplace souvent la néphéline et les autres aluminosilicates des alcalis dans les syénites néphéliniques (massif de Lovoséro dans la presqu'île de Kola).

Dans les pegmatites néphéliniques des *Monts Ilmen*, elle s'observe en petites concentrations ou en veinules bleues associée à la cancrinite, parfois elle y apparaît en inclusions dans l'analcime.

Dans la zone d'oxydation, de même que tous les autres minéraux riches en alcalis, elle s'altère graduellement.

NOSEANE—Na₈[AlSiO₄]₆[SO₄]. Système cubique. Ressemble beaucoup à la sodalite par ses propriétés.

Couleur grise avec reflet jaunâtre, verdâtre ou bleu, plus rarement blanche. $N = 1,495$. **Dureté** 5,5. **Clivage** moyen suivant (110). **P. sp.** 2,28-2,40. Contient souvent en inclusions des minéraux étrangers, ce qui donne aux cristaux une apparence de minéraux fortement corrodés.

Se rencontre dans des roches ignées alcalines, principalement effusives, par exemple dans les laves alcalines des îles Canaries, des îles du Cap Vert, de la région de Minoussinsk, dans les monts Albains (Italie) et ailleurs.

HAÛYNE— $\text{Na}_8\text{Ca}[\text{AlSiO}_4]_6[\text{SO}_4]$. Quelquefois K_2O est aussi présent en faible quantité.

Système cubique. Se rencontre en cristaux dodécaédriques ou octaédriques mais le plus souvent en grains arrondis sur les bords.

Couleur bleu vif, bleu verdâtre, plus rarement jaune et rouge. **Eclat** vitreux, gras sur les cassures. $N = 1,495-1,504$.

Dureté 5,5. **Clivage** suivant {110}. **P. sp.** 2,4-2,5. Au chalumeau décrepite et fond en un verre bleu verdâtre.

Se rencontre dans les laves du Monte Somma (Vésuve) en association avec la néphéline et la leucite, dans les monts Albains (Italie) et dans plusieurs autres localités. Signalons un cas rare: la haüyne a été trouvée dans le gisement de lazurite de Malo-Bystrinsk (rivière Sludianka, au sud de la région du lac Baïkal) dans les zones de substitution d'une pegmatite au contact de la dolomie.

HELVINE— $(\text{Mn}, \text{Fe}, \text{Zn})_8[\text{BeSiO}_4]_6\text{S}_2$. $\text{BeO} = 13,6 \%$. Contient FeO (jusqu'à 15 %) et ZnO quelquefois jusqu'à plusieurs dizaines % (genthelvine).

Système cubique; hexatétraèdre. Se rencontre sous forme de cristaux tétraédriques ou de masses sphériques.

Couleur jaune, jaune-brun, brun-rouge, plus rarement verte. **Semi-transparente.** **Eclat** vitreux, résineux. $N = 1,746$.

Dureté 6-6,5. Cassure inégale, conchoïdale. **Clivage** perceptible suivant {111}. **P. sp.** 3,16-3,36.

Caractères distinctifs. Ressemble beaucoup au grenat. S'en distingue par la présence du soufre qui est facilement décelable par la formation d'un hépar avec la soude ou après ébullition du minéral en poudre avec As_2O_3 dans H_2SO_4 (l'helvine se recouvre d'un enduit très vif jaune canari de As_2S_3).

Au chalumeau en se boursouflant, elle fond en une perle jaune brunâtre, opaque. Avec le borax donne la réaction du Mn. Se dissout dans HCl avec dégagement de H_2S ; après évaporation laisse un dépôt gélatineux de silice.

Origine et gisements. Se rencontre dans les filons de pegmatites en association avec le quartz, l'albite, l'amazonite et en Norvège dans les syénites augitiques de la région de Langesundfjord. Aux U.S.A., elle est connue dans quelques mines de mica près d'Amel Court (Virginie) et en masses importantes, dans les zones de contact des rhyolites et des granites avec les calcaires, en association avec la magnétite et la fluorine à Sierra et Socorro (état de New-Mexico).

Importance pratique. En grandes concentrations peut être exploitée comme minéral de béryllium.

LAZURITE — $\text{Na}_8[\text{AlSiO}_4]_6[\text{SO}_4]$. La formule exacte n'est pas déterminée. Contient CaO jusqu'à plusieurs %. Le nom est donné d'après la coloration bleu vif du minéral. Synonymes: lapis-lazuli, outremer.

Composition chimique de la lazurite provenant du gisement de Malo-Bystrinsk (en %): $\text{Na}_2\text{O} = 16,8$, $\text{CaO} = 8,7$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 27,2$, $\text{SiO}_2 = 31,8$, $\text{SO}_3 = 11,8$, $\text{S} = 0,34$, $\text{Cl} = 0,25$ et un peu de H_2O , SrO , MgO , K_2O , Fe_2O_3 et CO_2 .

Système cubique. Se rencontre habituellement en masses compactes, homogènes. La structure cristalline est analogue à celle de la sodalite.

Couleur bleu azur foncé, violette, quelquefois bleu clair ou bleu verdâtre. **Eclat** vitreux. *N* environ 1,50.

Dureté 5,5. Fragile. **Clivage** imparfait suivant {110}. **P.** sp. 2,38-2,42.

Caractères distinctifs. Avant tout, c'est sa couleur intense bleu vif ou bleu ciel qui est caractéristique aussi bien en masse que dans les lames minces. Elle ressemble à la sodalite bleue, mais les corrélations paragenétiques sont tout à fait différentes: la première est liée à des silicates alcalins, la seconde à la calcite, la dolomite.

Au chalumeau, souffle et fond facilement en un verre blanc. Après calcination au rouge sombre l'intensité de sa coloration augmente quelquefois. Se décompose dans HCl en dégageant H_2S (décelable par l'odeur) et après évaporation laisse de la silice gélatineuse.

Origine et gisements. Les rares gisements connus correspondent aux zones de contacts des roches ignées alcalines (syénites, granites et leurs pegmatites) et des roches carbonatées. En association avec elle, outre la calcite, on observe souvent la pyrite en petits grains bien visibles sur les surfaces polies, la glaucolite et d'autres minéraux à l'exception du quartz. Eventuellement on la trouve dans les laves alcalines (Vésuve).

Le gisement le plus ancien et le plus célèbre déjà décrit par Marco Polo en 1271 est celui de *Badakhchan* en Afghanistan dans lequel les masses de lazurite de différentes nuances (d'indigo à bleu ciel) se sont formées par métasomatose dans les calcaires. Géologiquement il n'a pas été étudié en détail. Un autre gisement célèbre, *Malo-Bystrinsk*, se trouve au Sud de la région du lac Baïkal sur la Sludianka où la lazurite s'est formée par métasomatose, au terme des réactions entre les pegmatites et les roches dolomitiques. Les premières découvertes de lazurite dans cette région remontent à 1784 (d'après les renseignements fournis par les paysans).

Importance pratique. Belle pierre d'ornement, la lazurite attire l'attention depuis fort longtemps. Elle est mentionnée par les auteurs antiques de différents pays. Dans l'ancienne Grèce et dans l'Empire Romain, la lazurite jouissait d'une grande renommée, et servait à la préparation d'une belle matière colorante très résistante.

Les objets d'ornement en lazurite tels que vases, coffrets, bagues, statuettes, amulettes et une multitude de bibelots sont universellement connus. Au XVII^e siècle, la lazurite est employée comme pierre précieuse, pour l'ornement des meubles et des cheminées. Elle a été employée comme matériau fin pour le revêtement et les incrustations avec de l'or, du bronze et d'autres métaux. On appréciait particulièrement les variétés couleur de pervenche avec des pointements de pyrite. Nous voyons cette pierre à Léninegrad, sur les colonnes de la cathédrale de St.-Isaac, sur les murs du Palais d'Hiver, sur les vases, tables, etc., de l'Ermitage.

6. Groupe de la cancrinite

Les minéraux de ce groupe sont très voisins, par une série de propriétés, du groupe de la néphéline. Ils s'en distinguent par la composition chimique et par la présence de $[\text{CO}_3]^{2-}$ et $[\text{SO}_4]^{2-}$ en qualité d'anions complémentaires.

CANCRRINITE — $\text{Na}_3\text{Ca}[\text{AlSiO}_4]_3[\text{CO}_3, \text{SO}_4] \cdot n\text{H}_2\text{O} \cdot \text{Si}$ l'on juge d'après les données des analyses chimiques, il semble qu'il peut exister une série continue entre la cancrinite carbonatée contenant le groupe CO_3 en qualité d'anion complémentaire et la cancrinite sulfatée (wichnéwite) contenant l'anion complémentaire SO_4 . La cancrinite sulfatée entièrement exempte de CO_3 n'a pas été découverte jusqu'ici.

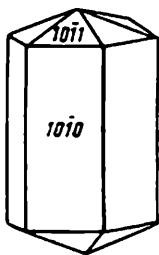


Fig. 362. Cristal de cancrinite.

Composition chimique. Variable. Teneur (en %): $\text{SiO}_2 = 33,7-34,7$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 29,0-29,4$, $\text{Na}_2\text{O} = 15,6-18,9$, $\text{CaO} = 1,2-4,2$, $\text{K}_2\text{O} = 1,4-5,1$ (augmente à mesure que la somme $\text{Na}_2\text{O} + \text{CaO}$ diminue). $\text{CO}_2 = 0,3-6,3$, $\text{SO}_3 = 4,6-6,2$ (pour les cancrinites sulfatées), $\text{H}_2\text{O} = 3,9-7,6$.

Système hexagonal ; pyramide hexagonale, sym.
 L^6 . Gr. sp. $C6_3$ (C_6^6). $a_0 = 12,75$, $c_0 = 5,18$.

Aspect des cristaux. Les cristaux se rencontrent très rarement, habituellement de faciès prismatique avec des faces d'une bipyramide obtuse (fig. 362).

Etat d'agrégation. Elle s'observe généralement en masses compactes ou éventuellement en formations de bordure, autour de la néphéline, comme produit de la modification de cette dernière.

Couleur blanche, bleue, grise avec reflet jaunâtre ou verdâtre, quelquefois rose-rouge (due à la présence d'écailles microscopiques de Fe_2O_3). La cancrinite sulfatée possède une coloration bleu clair ou bleu azur (il existe aussi des variétés incolores). **Eclat** vitreux avec reflet nacré sur les faces de clivage, gras sur les cassures en dehors du clivage. Pour la cancrinite carbonatée: $Nm = 1,515-1,524$ et $Np = 1,491-1,502$. Pour la cancrinite sulfatée $Nm = 1,489-1,530$ et $Np = 1,488-1,535$.

Dureté 5-5,5. Fragile. Clivage moyen ou parfait suivant $\{1\bar{0}10\}$.
P. sp. 2,42-2,48.

Caractères distinctifs. La cancrinite se rencontre en règle générale dans les roches néphéliniques. Elle se distingue de la néphéline, aux dépens de laquelle elle se forme, par le clivage. La cancrinite sulfatée (wichnéwite) se reconnaît facilement par sa coloration bleue, bleu ciel et par le clivage.

Au chalumeau fond difficilement en un verre bulleux. Une fois calcinée, contrairement à la néphéline, devient trouble probablement par suite du dégagement de CO_2 . Se dissout dans HCl avec un léger crépitement. La silice gélatineuse précipite seulement par ébullition et évaporation.

Origine et usages. Elle se forme au cours du stade postmagmatique par l'action des solutions carbonatées ou sulfatées sur les masses de la néphéline cristallisées antérieurement. A son tour, elle subit assez fréquemment des modifications en se transformant en micas, zéolites, carbonates, etc.

Dans la zone d'altération superficielle, se désagrège comme la néphéline. Il se forme d'abord des croûtes farineuses de zéolites qui par la suite deviennent de l'halloysite.

Dans les *Monts Ilmen et Wichnévy*, la cancrinite carbonatée ainsi que la cancrinite sulfatée bleue (wichnéwite) se rencontrent dans les pegmatites néphéliniques fréquemment associées à la sodalite, la calcite, les zéolites, l'hydrargillite, des restes de néphéline qui ont échappé à la substitution et d'autres minéraux. Dans les *Monts de Tounkinsk* la cancrinite se rencontre dans le granite avec le zircon, la calcite et la magnétite. Ailleurs, elle est connue en liaison génétique surtout avec les syénites néphéliniques.

7. Groupe des zéolites

Nous avons affaire ici à un vaste groupe de minéraux qui sont, en fait, des aluminosilicates hydratés, principalement de Ca et Na, dans une certaine mesure de Ba, Sr, K et très rarement de Mg et Mn. A en juger par les éléments énumérés, ce groupe est en rapport direct, au point de vue chimique, avec les silicates anhydres décrits plus haut.

Bien que le nombre total d'éléments, figurant dans ces composés, ne soit pas élevé, nous avons une quantité assez considérable d'espèces minérales se distinguant entre elles, moins par la teneur en eau que par les rapports mutuels des cations souvent intraduisibles par des formules chimiques simples. La formule générale peut être exprimée de la manière suivante: $A_m X_p O_{2p} \cdot n \text{H}_2\text{O}$, où $X = \text{Si, Al}$. On n'observe pas, dans les divers minéraux, de rapports bien définis entre la teneur en alcalis et la silice.

Il y a encore beaucoup d'imprécision dans nos conceptions sur les divers types des radicaux anioniques qui caractérisent les miné-

raux de ce groupe. Néanmoins les zéolites possèdent toute une série de propriétés analogues très originales de sorte qu'il ne fait aucun doute qu'elles constituent un groupe à part. Les études aux rayons X montrent que leurs structures cristallines se composent de charpentes de tétraèdres silico-alumineux qui se différencient des autres assemblages en charpentes par l'existence en leur sein de lacunes sous forme de « canaux » beaucoup plus gros. Cette trame cristalline rigide à grands espacements contient des molécules d'eau faiblement liées. Chauffée avec précaution l'eau peut être graduellement éliminée sans que l'édifice cristallin soit détruit. Il est remarquable que l'eau perdue de cette manière peut ensuite être réabsorbée dans les mêmes proportions ou remplacée par d'autres substances (hydrogène sulfuré, alcool éthylique, ammoniacque, etc.) avec la conservation de l'arrangement cristallin primitif; seules les propriétés optiques subissent un changement. Il est naturel d'en conclure que l'eau des zéolites est un constituant variable dépendant des conditions extérieures (température et tension des vapeurs d'eau dans l'atmosphère ambiante). L'eau des zéolites (eau de constitution) se distingue précisément de l'eau de cristallisation par le fait que durant le chauffage elle se dégage non par portions à des températures bien déterminées, mais graduellement, petit à petit.

Une autre propriété très caractéristique pour la majorité des zéolites est la facilité avec laquelle s'opère l'échange entre les cations qui équilibrent la charge négative de la charpente du réseau cristallin et les cations de la solution aqueuse environnante. Les différents cations de la solution sont à même d'éliminer les cations se trouvant dans les « lacunes » de la charpente des zéolites sans que l'arrangement de l'édifice en soit modifié. Cette propriété est utilisée dans la pratique, principalement lors de l'emploi des zéolites artificielles en qualité de permutite pour l'adoucissement des eaux dures.

Par opposition aux structures plus « serrées » des feldspaths dans lesquels chaque case « vide » est occupée par des cations, dans les réseaux des zéolites les cases vides ne sont pas toujours remplies. En confrontant les données des analyses chimiques avec les structures correspondantes, il apparaît que, outre le mode d'échange des cations habituellement observable dans les feldspaths avec la conservation de la charge globale, du nombre d'ions et du volume (suivant le schéma $\text{NaSi} \rightleftharpoons \text{CaAl}$ ou $\text{KSi} \rightleftharpoons \text{BaAl}$), il existe pour les zéolites un autre mode d'échange : $\text{Ca} \rightleftharpoons \text{Na}_2$, $\text{Ba} \rightleftharpoons \text{K}_2$, $\text{NaCa}_2 \rightleftharpoons \text{Na}_3\text{Ca}$.

Comme nous le voyons, dans ces cas, la charge globale des cations substitués est égale à celle des cations substituants dont les dimensions sont à peu près les mêmes, tandis que le nombre d'ions est différent. Il est logique de concevoir que les structures cristallines des zéolites ont une certaine « réserve » d'espace vide pour des permutations de ce genre.

Les minéraux du groupe des zéolites comparés aux aluminosilicates anhydres se caractérisent par une dureté, un poids spécifique, des indices de réfraction plus faibles et une facile attaque par les acides. La plupart d'entre eux bouillonnent au chalumeau ce qui leur a valu leur nom : « zein » en grec, c'est bouillonner.

Nous trouvons beaucoup de traits communs dans les conditions de la formation des zéolites. Au cours des phénomènes *endogènes*, elles se forment dans des conditions de basses pressions durant les derniers stades des altérations hydrothermales de basse température ; la plupart du temps, elles se trouvent en association avec la calcite, la calcédoine, le quartz, l'hydrargillite et d'autres minéraux. Elles se rencontrent, en règle générale, dans des roches magmatiques modifiées par des actions hydrothermales, souvent dans des roches effusives amygdaloïdes (mandelsteins), surtout dans des basaltes (éruptions sous-marines), ensuite dans des pegmatites où elles se forment en achèvement soit dans les cavités, soit par métasomatose aux dépens des minéraux formés antérieurement (feldspaths, néphéline, etc.), dans une série des gîtes minéraux d'origine hydrothermale comme dans certains dépôts formés par les eaux thermominérales.

Dans les conditions *exogènes* les zéolites se rencontrent aussi très fréquemment. Il existe des preuves de la formation de zéolites dans la terre arable. Comme néoformations elles se rencontrent dans les roches sédimentaires récentes.

CHABASIE — $(\text{Ca}, \text{Na}_2)[\text{AlSi}_2\text{O}_6]_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$. Ce nom provient du vieux mot « chabasios » désignant un certain minéral chanté par le poète grec Orphée. Synonyme : chabasite.

Composition chimique : variable même pour les échantillons provenant du même gîte. Le plus souvent elle répond à la formule donnée. Contient en faible quantité Ba et Sr.

Système rhomboédrique. Aspect des cristaux.

D'apparence rhomboédrique proche du faciès cubique (fig. 363). Les macles par pénétration sont communes souvent avec des angles trièdres en relief sur les arêtes. Le plus souvent elle se rencontre en druses de cristaux, en petites croûtes, sécrétions et agrégats compacts.

Couleur blanche avec reflet rougeâtre ou brunâtre. **Eclat** vitreux. $N_g = 1,480-1,490$ et $N_m = 1,478-1,485$.

Dureté 4-5. Fragile. **Clivage** net suivant le rhomboèdre. **P. sp.** 2,08-2,16.

Caractères distinctifs. Les cristaux rhomboédriques et le clivage suivant le rhomboèdre dont les angles entre les faces sont proches de 90° sont caractéristiques. Par ces caractères elle se distingue de presque toutes les zéolites. La calcite possède une dureté plus faible et se reconnaît faiblement par l'action de HCl.

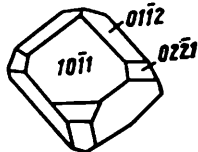


Fig. 363. Cristal de chabasie.

Au chalumeau se boursoufle et fond difficilement en un émail bulleux translucide. Se dissout dans HCl avec dépôt floconneux de silice.

Gisements. Se rencontre dans plusieurs régions du monde le plus souvent sous forme d'amandes dans les basaltes amygdaloïdes, de phonolites et d'autres roches effusives, fréquemment en association avec la phillipsite, la calcite et d'autres minéraux. En Islande elle a été trouvée dans les coquilles fossiles des mollusques. Se forme abondamment à la sortie de certaines sources thermales.

NATROLITE — $\text{Na}_2[\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}]\cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Ce nom qui veut dire pierre de soude a été donné au minéral par Klaproth.

Composition chimique. $\text{Na}_2\text{O} = 16,3\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 26,8\%$, $\text{SiO}_2 = 47,4\%$, $\text{H}_2\text{O} = 9,5\%$. Quelquefois Fe_2O_3 et K_2O sont présents.

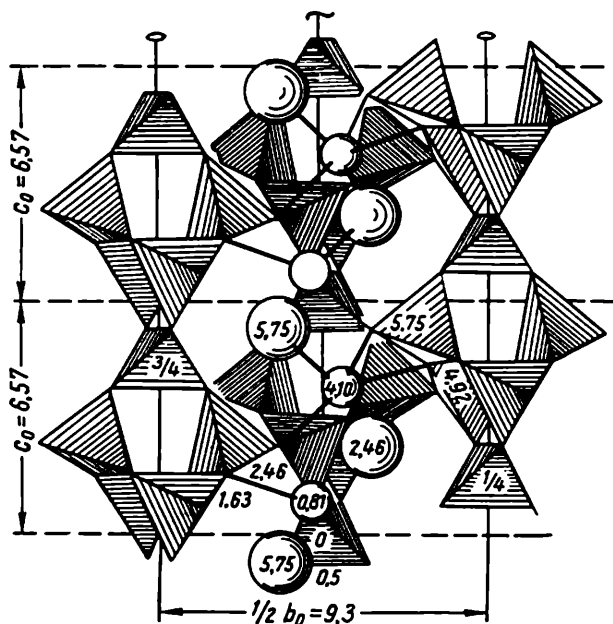


Fig. 364. Structure cristalline de la natrolite.

Projection d'une partie de la charpente sur le plan (100). Suivant la verticale sont représentées deux macles élémentaires. La chaîne verticale médiane des tétraèdres, située en arrière du plan de la figure, est représentée en plus foncé. Grandes sphères: molécules H_2O , petites sphères: ions Na^+ .

Système orthorhombique; pyramide, sym. L^22P . Gr. sp. $Fdd(C_{2v}^2)$. $a_0 = 18,3$; $b_0 = 18,6$; $c_0 = 6,57$.

Structure cristalline. L'élément structural fondamental est le groupe $[\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}]$, composé d'un anneau de quatre tétraèdres $[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$ avec un tétraèdre complémentaire SiO_4 ou un tétraèdre AlO_4 (fig. 364) avec lequel il alterne. Ces groupes sont disposés

en chaînes continues le long de l'axe c et s'associent entre eux par les sommets libres des tétraèdres $(\text{Si}, \text{Al})\text{O}_4$. Dans l'ensemble structural quatre de ces chaînes sont disposées autour de l'axe hélicoïdal (sur la fig. 364 seule la chaîne se disposant au-dessus du plan de la figure n'est pas représentée). Les molécules H_2O forment autour de chaque axe hélicoïdal binaire une chaîne en zigzag parallèle à l'axe c .

Les ions Na^+ sont entourés de quatre ions O^{2-} et de deux molécules H_2O . Comme pour les autres zéolites, les ions Na peuvent être remplacés dans la natrolite par d'autres cations contenus dans les solutions environnantes.

Aspect des cristaux. Habituellement en bâtonnets. Les cristaux sont simples, formés de faces du prisme $\{110\}$, quelquefois de pinacoïdes $\{010\}$, $\{100\}$ et de la bipyramide $\{111\}$ (fig. 365). Macles suivant (110) et suivant (100) .

Etat d'agrégation. Se rencontre fréquemment en agrégats à structure fibroradiée, en croûtes cristallines, et en masses compactes globulaires et fibreuses.

Couleur. Incolore ou blanche à reflet jaunâtre, verdâtre et rougeâtre. **Eclat** vitreux, soyeux pour les masses fibreuses. $n_g = 1,485-1,493$, $n_m = 1,476-1,482$ et $n_p = 1,473-1,480$.

Dureté 5-5,5. Fragile. **Clivage** moyen suivant $\{110\}$. **P. sp.** 2,2-2,5.

Caractères distinctifs. Macroscopiquement il est très difficile de la distinguer d'autres zéolites semblables par la forme et les conditions de gisement. Pour les déterminations précises il est indispensable de recourir à la mesure des constantes optiques, aux rayons X et aux essais chimiques.

Au chalumeau fond facilement, sans se boursoufler, en un verre transparent. Par chauffage l'eau se dégage presque entièrement vers 300° mais après le refroidissement elle est réabsorbée. Se dissout dans HCl avec silice gélatineuse.

Gisements. Se rencontre fréquemment dans les amygdales et les géodes des roches ignées effusives (basaltes). Elle est connue comme produit de la décomposition hydrothermale de la néphéline et aussi sous forme d'agrégats fibroradiés dans les pegmatites des syénites néphéliniques des *Monts Wichnévy* et *Ilmen*.

SCOLÉCITE — $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}]\cdot 3\text{H}_2\text{O}$. De « scolès » en grec, ver. Dénommée ainsi par suite de l'action du chalumeau.

Composition chimique (en %) : $\text{CaO} = 14,3$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 26,0$; $\text{SiO}_2 = 45,9$, $\text{H}_2\text{O} = 13,8$.

Système monoclinique; dièdre sans axes. Sym. P . Gr. sp. Cc (C_2^1). $a_0 = 5,67$, $b_0 = 6,54$; $c_0 = 18,44$. Pseudoquadratique. **Aspect des cristaux**: en baguettes, avec développement des faces de $\{110\}$,

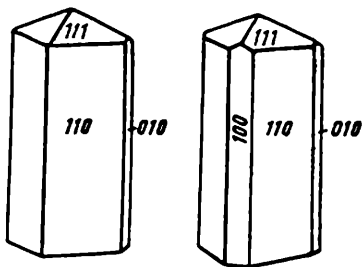


Fig. 365. Cristaux de natrolite.

{111}, et aussi {010}. La scolécite ne se distingue pas de la natrolite par l'apparence des cristaux. Macles suivant (100) avec des stries sur les faces {010}. **Etat d'agrégation** en masses aciculaires, fibro-radiées. S'observe également en masses globulaires et fibreuses.

Couleur. Incolore ou blanche. **Eclat** vitreux, soyeux pour les masses fibreuses. $N_g = 1,519$, $N_m = 1,518$ et $N_p = 1,512$.

Dureté 5-5,5. Fragile. **Clivage** moyen suivant {110}. **P. sp.** 2,2-2,4.

Caractères distinctifs. Sans les données de l'analyse chimique et des examens au chalumeau ne se distingue pas de la natrolite.

Au chalumeau se boursoufle, se tord en ver (différence avec la natrolite). Fond en un verre bulleux. Se dissout dans HCl avec silice gélatineuse.

Gisements. En U.R.S.S. existe dans les pegmatites des *Monts Wichnévy* (Oural), dans le Caucase du Nord et autres régions. Elle est largement répandue dans les amygdales des laves basaltiques sous forme d'amandes et de géodes notamment en *Islande* et au *Colorado* (U.S.A.). De grands cristaux ont été trouvés à *Pouna*, au Sud-Est de Bombay (Indes).

HEULANDITE— $(Ca, Na_2)[AlSi_3O_8]_2 \cdot 5H_2O$. **Composition chimique** (en %): $CaO = 9,2$, $Al_2O_3 = 16,8$, $SiO_2 = 59,2$, $H_2O = 14,8$. Sont présents habituellement: Na_2O , K_2O , BaO et souvent SrO (parfois jusqu'à 3,6 %).

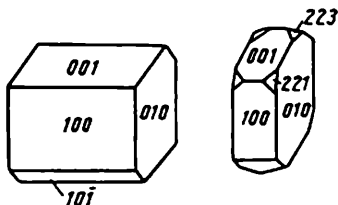


Fig. 366. Cristaux de heulandite. Fig. 367. Quadruplet de phillipsite.

Système monoclinique; **prisme** monoclinique. **Structure cristalline.** Possède des éléments de la structure en feuillets. **Aspect des cristaux** isométrique ou tabulaire (fig. 366); habituellement ils se rencontrent isolément. Les formes dominantes: {010}, {001}, {100} et {101}. **Etat d'agrégation.** S'observe souvent en masses feuilletées parallèlement à un clivage, en agrégats de lamelles radiées et sous forme de sécrétions dans les cavités.

Couleur. Incolore ou blanche, jaune, rouge brique (due à des inclusions microscopiques de Fe_2O_3). **Eclat** vitreux, nacré sur les plans de clivage. $N_g = 1,505$, $N_m = 1,499$ et $N_p = 1,498$.

Dureté 3,5-4. Fragile. **Clivage** parfait suivant {010}. **P. sp.** 2,18-2,22.

Caractères distinctifs. Se distingue des autres zéolites par l'aspect feuilleté caractéristique des cristaux, le clivage parfait assurant un reflet nacré et les agrégats granulaires et feuilletés.

Au chalumeau décrépite, gonfle et fond en émail blanc. Se dissout facilement dans HCl avec silice gélatineuse.

Gisements. Se rencontre dans les poches des roches effusives (basaltes, etc.) par exemple en Islande. S'observe sporadiquement dans les gisements filoniens argentifères d'Andreasberg dans le Harz (Allemagne), Kongsberg (Norvège), etc.

PHILLIPSITE— $(K_2, Ca)[Al_2Si_4O_{12}] \cdot 4,5H_2O$.

Composition chimique (en %): $SiO_2 = 44-48$, $Al_2O_3 = 22-24$, $CaO = 3-8$, $K_2O = 4-11$, $H_2O = 15-17$. Présence de Na_2O (jusqu'à 6%).

Système monoclinique; prisme monoclinique. **Aspect des cristaux** bacillaire (suivant l'axe a). Les cristaux simples sont rares. Habituellement on observe des macles, de section souvent rhombique ou carrée, de même que des quadruplets (fig. 367), éventuellement des groupements cruciformes portant sur {010} des stries parallèles à l'arête entre b (010) et m (110). On rencontre aussi des macles plus complexes.

Couleur. Incolore ou blanche à reflet grisâtre, jaunâtre ou rougeâtre. **Eclat** vitreux. $Ng = 1,503$, $Nm = 1,500$ et $Np = 1,498$.

Dureté 4-4,5. Fragile. **Clivage** assez net suivant {001} et (010). **P. sp.** 2,2.

Caractères distinctifs. Les formes des macles sont caractéristiques. Ressemble beaucoup à l'harmotome et à la desmine qui sont plus rares mais s'en distingue par les constantes optiques.

Au chalumeau décrépite fortement, se boursouffle partiellement et fond ensuite en émail blanc. Dans HCl se dissout avec formation d'un précipité floconneux ou gélatineux de silice.

Gisements. De même que les nombreuses autres zéolites elle se rencontre dans les cavités des roches effusives, en particulier basiques (basaltes leucitiques, etc.) sous forme d'amandes, de sécrétions sur les parois, par exemple dans les laves du Monte Somma (Vésuve), en Sicile, Islande et ailleurs. Elle se produit aussi actuellement dans les grandes profondeurs du Pacifique vraisemblablement comme résultat de la décomposition des cendres volcaniques déposés sur les fonds (jusqu'à 20-30% de l'épaisseur des dépôts).

HARMOTOME— $(K_2, Ba)[Al_2Si_5O_{14}] \cdot 5H_2O$. **Système orthorhombique.** Les macles cruciformes, allongées suivant l'axe a , analogues aux macles de phillipsite (fig. 368), sont extrêmement caractéristiques.

Couleur. Blanche à reflet grisâtre ou jaunâtre, mais aussi brune, rouge. $Ng = 1,508$, $Nm = 1,505$ et $Np = 1,503$.

Dureté 4,5. **Clivage** perceptible suivant {010} et imparfait suivant {001}. **P. sp.** 2,44-2,50. Au chalumeau blanchit, s'émiette et fond assez difficilement en un verre translucide. Dans HCl se décompose en donnant un dépôt pulvérulent de silice.

Se rencontre, dans des conditions semblables, avec d'autres zéolites, principalement dans les roches ignées effusives, quelquefois dans les gneiss et dans certains gîtes métallifères hydrothermaux : Andreasberg dans le Harz (Allemagne) avec la galène, blende, quartz, etc. ; aux environs de Strontiane (Ecosse) avec la calcite, la galène, etc.

DESMINE— $(\text{Na}_2, \text{Ca})[\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$. Synonyme : stilbite.

Système monoclinique. Se rencontre fréquemment sous forme de macles (fig. 369), et souvent en groupements analogues à la

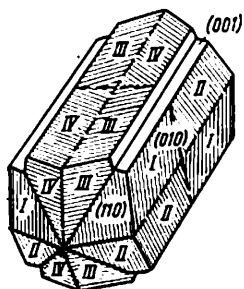


Fig. 368. Groupement cruciforme du cristal d'harmotome.

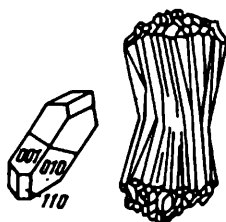


Fig. 369. Desmine. A gauche, macle de pénétration avec le plan de macle (001); à droite, agrégat de cristaux groupés en gerbe.

phillipsite et à l'harmotome : quadruplets à section cruciforme. Ces macles complexes constituent en général des agrégats de cristaux groupés en gerbes (fig. 369); c'est la raison pour laquelle ce minéral a reçu sa dénomination (« desme », en grec faisceau).

Couleur blanche à reflet jaunâtre ou rougeâtre. Eclat vitreux, nacré suivant le clivage. $Ng = 1,500$, $Nm = 1,489$ et $Np = 1,493$.

Dureté 3,5-4. Clivage parfait suivant $\{010\}$ et net suivant $\{100\}$. P. sp. 2,09-2,20. Au chalumeau s'exfolie, gonfle, se tord en forme de vers ou en éventail et fond en émail blanc. Dans HCl se décompose en laissant une silice pulvérulente.

Se rencontre dans les poches et fentes, principalement des roches effusives, sous forme de sécrétions. Existe quelquefois dans des filons métallifères d'origine hydrothermale. En U.R.S.S., on la trouve en Crimée (Karagatch près de Simféropol), près de Borjomi (R.S.S. de Géorgie), sur l'Angara près du village Tchornaïa, etc.

CONCLUSION

COMPOSITION MINÉRALE DE L'ÉCORCE TERRESTRE

Les différents types des composés chimiques de l'écorce terrestre: aspect quantitatif. Le nombre total des minéraux que l'on rencontre dans la littérature géologique, tant ancienne qu'actuelle, atteint 6000. Toutefois, en procédant à un examen critique des espèces minérales et de leurs variétés dans le but d'établir une classification naturelle, on s'aperçoit que la majeure partie de cette nomenclature doit être abandonnée pour toute une série de raisons. D'abord, parce qu'un grand nombre de noms désignent des mélanges mécaniques, comme on a pu le prouver à l'aide des méthodes d'investigation modernes. D'autres, également très nombreux, se sont avérés synonymes: ils désignaient des substances minérales identiques se distinguant les unes des autres soit par le degré de dispersion de la phase cristalline, soit par certains caractères extérieurs (coloration, forme des individus cristallins, etc.), soit par de légères différences de leur composition chimique (surtout pour les dénominations des variétés), etc.

Tous ces synonymes supprimés et les mélanges minéraux biffés de la liste, le nombre des espèces minérales s'exprime à ce jour par un chiffre légèrement inférieur à 1500. On conserve en outre environ 200 dénominations de variétés. Il faut toutefois constater que toute une série de variétés d'espèces minérales réellement existantes n'ont pas de noms particuliers.

D'après les types principaux de composés chimiques, le nombre d'espèces minérales se répartit de la façon suivante (en %):

1. Silicates aluminosilicates	25,8	6. Halogénures	5,8
2. Phosphates et analogues	18,0	7. Carbonates	4,5
3. Sulfures et analogues	13,3	8. Eléments natifs	4,3
4. Oxydes et hydroxydes	12,7	9. Borates	2,9
5. Sulfates	9,4	10. Divers	3,3

Comme nous le voyons, ce sont les silicates, les phosphates, les oxydes, les sulfures et les sulfates qui dominent. Ces composés constituent à peu près 80 % de la totalité des espèces minérales.

Considéré du point de vue du poids, le problème se présente sous un aspect foncièrement différent. D'après les calculs de clarkes effectués par V. Vernadski, A. Fersman, etc., les types principaux des composés chimiques se disposeront, pour la partie connue de l'écorce terrestre, dans l'ordre suivant (en % pondéraux):

1. Silicates, près de 75 % (les feldspaths y entrent pour 55 %).
2. Oxydes et hydroxydes, environ 17 %, la part du quartz (avec la calcédoine et l'opale) étant de 12,6 %, et celle des oxydes et hydroxydes du fer, de 3,6 %.
3. Carbonates (essentiellement calcite et dolomite), environ 1,7 %.
4. Phosphates et analogues (principalement apatite), environ 0,7 %.
5. Chlorures et fluorures, de l'ordre de 0,5 %, la plus répandue des chlorures étant la halite, et, parmi les fluorures, la fluorine.
6. Sulfures et sulfates, près de 0,3-0,4 %; parmi les sulfures la pyrite (sulfure de fer) occupe une place privilégiée.
7. Les éléments natifs, de l'ordre de 0,1 %, dont 0,04 % pour l'azote et 0,01 % environ pour l'oxygène.

Ces données montrent que les silicates et le quartz à eux seuls entrent déjà pour 87 % dans le poids de l'écorce terrestre, tandis que des types de composés chimiques tels que les phosphates et leurs analogues, les sulfures, les sulfates, les oxydes (quartz et oxydes de fer exceptés) dont les variétés naturelles sont très nombreuses, ne constituent qu'une faible fraction du poids global de l'écorce terrestre. Il faut néanmoins souligner que ce sont précisément ces types de composés chimiques qui renferment de nombreux métaux, si précieux pour les industries sidérurgique, chimique, etc.

Composition et distribution des minéraux dans la croûte terrestre. Le nombre global des composés chimiques naturels (minéraux) est incomparablement inférieur à celui des produits qu'on peut obtenir par synthèse au laboratoire; et pourtant les réactions naturelles offrent un tableau autrement grandiose. Malgré les puissants moyens d'investigation dont on dispose actuellement, le nombre des minéraux nouvellement découverts reste faible pour les dernières décennies (d'ordinaire pas plus de 10 par an). Le nombre global d'espèces minérales connues aujourd'hui dans la nature inorganique ne dépasse pas 1500, tandis que celui des composés synthétiques obtenus jusqu'à ce jour s'élève à plusieurs centaines de milliers et s'accroît continuellement, vu le développement extraordinaire des moyens techniques.

Si nous cherchions à établir l'importance quantitative de minéraux de composition différente dans les divers types génétiques de formations naturelles de l'écorce terrestre, l'analyse des faits nous conduirait aux conclusions suivantes.

Pour les formations endogènes c'est dans les roches ignées, constituées à des températures et des pressions élevées que l'on observe le nombre le plus réduit d'espèces minérales. Et c'est dans les formations postmagmatiques, surtout hydrothermales, que l'on note un nombre des composés minéraux incomparablement plus grand. Les plus riches en minéraux sont toutefois les formations exogènes, constituées à des températures et pressions basses, en présence de l'eau et de l'air, c'est-à-dire sous une haute pression partielle d'oxygène, et dans un milieu où la vie organique a reçu un large développement. Mais même dans ces conditions le nombre global des minéraux est absolument insignifiant par rapport à la quantité de composés synthétiques que l'on peut obtenir dans les laboratoires et dans l'industrie.

Les raisons en sont multiples. D'abord, comme l'avait déjà souligné V. Vernadski, il s'en faut de beaucoup que *tous les ions* susceptibles d'être obtenus au laboratoire pour chaque élément entrent dans des composés naturels. Par exemple, on constate dans les minéraux naturels la présence de manganèse bivalent, trivalent et tétravalent, mais par synthèse on peut obtenir facilement des composés de manganèse hexa- et heptavalent et, en outre, du manganèse métallique et divers composés intermétalliques. Dans la nature, on ne connaît le tungstène qu'à l'état d'ions hexavalents, alors qu'au laboratoire on obtient en outre des composés de tungstène bi-, tri-, tétra- et pentavalents. Les métaux du groupe du platine se rencontrent dans la nature ordinairement à l'état natif et ne forment presque pas d'ions (abstraction faite de rares sulfures et arséniures), tandis que nous connaissons, parmi les produits artificiels, des composés typiques d'ions bivalents, trivalents, tétravalents, et, pour Ru et Os, même hexa- et heptavalents. Dans le même ordre d'idées, le nombre des minéraux connus du groupe du platine se fixe autour de 30, tandis que les composés synthétiques se chiffrent par plusieurs centaines, et ainsi de suite.

Il va de soi que lors des processus de formation de minéraux se déroulant dans l'écorce terrestre dans un milieu fort complexe, entre des limites assez étroites de potentiel d'oxydo-réduction, les possibilités d'apparition d'ions hétérovalents sont très limitées. Il en découle que le nombre de *combinaisons possibles* d'ions est également *fort réduit* lorsque se constituent les minéraux.

Un autre fait important n'avait pas échappé à l'attention de l'académicien A. Fersman: de nombreux éléments caractérisés par des *clarkes bas* ne forment pas, dans la nature, de minéraux indépendants. Dans les cas où les ions de ces éléments sont, par leurs dimensions et leurs propriétés chimiques, voisins des ions d'éléments largement distribués dans le milieu donné, ils peuvent se dissimuler, sous forme d'impuretés isomorphes, dans les minéraux principaux, cristallisés à partir du bain de fusion ou de la solution donnée (isomorphisme isovalent et hétérovalent). Ainsi le hafnium, par

exemple, peut se dissimuler dans les minéraux du zirconium; le rhénium dans la molybdénite; le gallium, dans les minéraux de l'aluminium et, en partie, dans ceux du zinc; le brome dans ceux du chlore; le samarium, le holmium, le lutétium, etc., dans ceux de l'yttrium; le scandium dans ceux de magnésium et de fer, etc. Au laboratoire et dans les usines nous pouvons par contre produire ces éléments en concentration voulue, et non seulement isoler les combinaisons les plus variées, mais encore obtenir certaines d'entre elles à l'état métallique.

Ce phénomène de « camouflage » peut également se produire pour des éléments à clarkes plus élevés. Un exemple typique en est le mélange isomorphe du nickel (jusqu'à 0,2%) au magnésium dans les silicates (olivine et serpentine qui en est issue). D'énormes masses de nickel (représentant des centaines de milliards de tonnes de métal) sont ainsi dispersées dans des massifs d'olivine et de serpentine, tandis que la part qui revient aux gîtes métallifères renfermant une teneur de sulfures ou d'arséniures de nickel supérieure à la limite d'exploitabilité (du type Sudbury ou Schneeberg) est infiniment plus petite (à peine de 10 % de tout le nickel contenu dans l'écorce terrestre). Le même tableau est offert pour les formations endogènes par le manganèse qui entre dans la composition de silicates et de composés de type différent sous forme d'impureté isomorphe du fer d'une part et du calcium de l'autre. En fait, de nombreux minéraux riches en fer et en calcium renferment des quantités élevées de manganèse en tant qu'impureté isomorphe (fayalite, hédénbergite, diopside, biotite, apatite, ankérite, sidérite, etc.). Une quantité énorme de manganèse est ainsi dissimulée. On peut dire la même chose du titane, du vanadium, du cobalt, des terres rares, du strontium, etc.

Comparés aux éléments principaux aux dépens desquels s'est formée la masse fondamentale des minéraux essentiels des roches provenant, par exemple du magma, les éléments moins répandus dans l'écorce terrestre (Be, B, C, P, Rb, Cs, Nb, Ta, U, etc.), qui forment des ions ou bien très grands ou bien très petits, à en juger d'après les données géologiques, se concentrent dans des solutions *résiduelles* à partir desquelles par cristallisation, au stade postmagmatique et au fur et à mesure de leur sursaturation à la suite de réactions chimiques, se forment des minéraux particuliers renfermant des composants volatils et riches en éléments rares (tourmaline, béryl, micas lithiques, monazite, apatite, etc.). Il n'est pas rare de les voir constituer des concentrations à teneur supérieure à la teneur-limite d'exploitabilité, c'est-à-dire des gîtes de métaux présentant un intérêt industriel, soit dans la masse même des roches magmatiques, soit dans les roches encaissantes se disposant dans leur voisinage immédiat.

Exactement de la même façon se comportent les ions essentiellement différents des ions principaux par leurs *propriétés chimiques*

(par exemple les ions à enveloppe extérieure de 18 électrons : Cu, Ag, Au, Zn, Pb, Bi, etc., et, en partie, les éléments du groupe du fer) ; ils sont entraînés dans des solutions résiduelles, souvent *loin des limites* des massifs magmatiques. Ils constituent alors ce qu'on appelle des gisements hydrothermaux de certains métaux lourds, présentant un intérêt industriel, consistant surtout en sulfures et oxydes, souvent accompagnés de carbonates et de sulfates d'éléments pétrogènes.

Des phénomènes semblables de différenciation d'ions avec formation de tels ou tels groupes de minéraux sont également constatés, lorsqu'on étudie les différents produits dus aux agents exogènes (matériau de débris superficiel et roches sédimentaires).

En résumé, les processus géologiques qui se déroulent au sein de l'écorce terrestre ont pour résultat une *répartition très spécifique* des éléments chimiques, et partant des minéraux dans les différents produits de ces processus. Une telle répartition aboutit d'une part à la formation d'énormes *massifs de roches* de composition relativement simple (roches ignées, sédimentaires, métamorphiques), constituant la majeure partie de la croûte terrestre, et, d'autre part, à des concentrations naturelles de *gîtes minéraux* en liaison génétique étroite avec les premiers, quoique essentiellement différents par leur composition, qui tout en obéissant aux lois générales de formation des minéraux se sont constituées au cours des mêmes processus géologiques. Ces concentrations naturelles de minéraux, et plus particulièrement les gisements métallifères dont les dimensions sont loin d'atteindre celles des massifs de roches, s'en différencient nettement par leur composition chimique et leur importance économique et méritent, par conséquent, d'être considérés comme des corps géologiques indépendants qui participent à la structure générale de la croûte terrestre, au même titre que les massifs de roches.

C'est précisément sur cette base qu'est fondée la division admise de tous les éléments chimiques en *pétrogènes* (éléments constituant des roches) et *métalloènes* (éléments constituant des minerais). Dans le système de classification périodique des éléments de Mendéléev, les premiers sont disposés à gauche, les seconds à droite et au bas du tableau. Cette singulière et fondamentale répartition des éléments chimiques dans l'écorce terrestre est, on le sait, fonction des propriétés de ces éléments et plus particulièrement de la structure de leurs atomes. En effet, les éléments chimiques plus caractéristiques des roches (Na, K, Mg, Ca, Al, Si) forment à l'état naturel des ions dont l'enveloppe externe comporte 8 électrons, tandis que les éléments métalloènes typiques, qui possèdent des poids atomiques élevés, sont caractérisés par des ions à enveloppe externe de 18 électrons ; les enveloppes plus internes de ces ions sont de configuration moins symétrique (ions de la partie centrale du tableau : triades du groupe VIII, puis Mn, Cr, V, Mo, W, Nb, Ta, U, Th).

ASSOCIATIONS DE MINÉRAUX DANS LES ROCHES ET LES GÎTES DE MINÉRAIS

Dans la partie générale de cet ouvrage, nous avons brièvement examiné les modes de formation des minéraux dans la croûte terrestre. Nous allons maintenant passer en revue les associations des minéraux caractéristiques pour les roches et les gîtes de minerais qui leurs sont génétiquement liés, selon le schéma suivant :

Minéraux des formations endogènes

1. Minéraux des roches ignées de profondeur de composition variée et des gisements magmatiques.
2. Associations les plus importantes de minéraux dans les pegmatites.
3. Associations de minéraux dans les formations de contact et de métasomatose (pyrométasomatiques).
4. Minéraux utiles de gisements hydrothermaux.
5. Minéraux de roches effusives et de gisements dus aux dégagements de fumerolles.

Minéraux des formations exogènes

1. Minéraux du manteau de débris superficiel.
2. Minéraux de roches sédimentaires et de gîtes de minéraux utiles.

Minéraux dus à un métamorphisme régional

1. Minéraux de roches métamorphisées et de gîtes de minerais.

Minéraux de roches ignées profondes et de gisements magmatiques.
Les minéraux primaires de roches ignées intrusives (de profondeur) et de gisements magmatiques cristallisent à des températures et des pressions très élevées.

Les roches intrusives constituent, à l'inverse des roches effusives, des agrégats de minéraux entièrement cristallisés. Dans toutes les roches on distingue les minéraux essentiels, c'est-à-dire constituant

la masse principale de la roche, et des minéraux de second rang (accessoires) qu'on ne peut souvent déceler qu'au microscope. On note souvent la présence, à côté de minéraux primaires, de minéraux secondaires, c'est-à-dire de formation postérieure, constitués aux dépens des premiers au stade postmagmatique de la genèse des minéraux. Parmi les roches intrusives se caractérisant par une grande diversité tant physique que chimique, et qui sont étudiées en détail dans les cours de pétrographie, nous ne retiendrons que

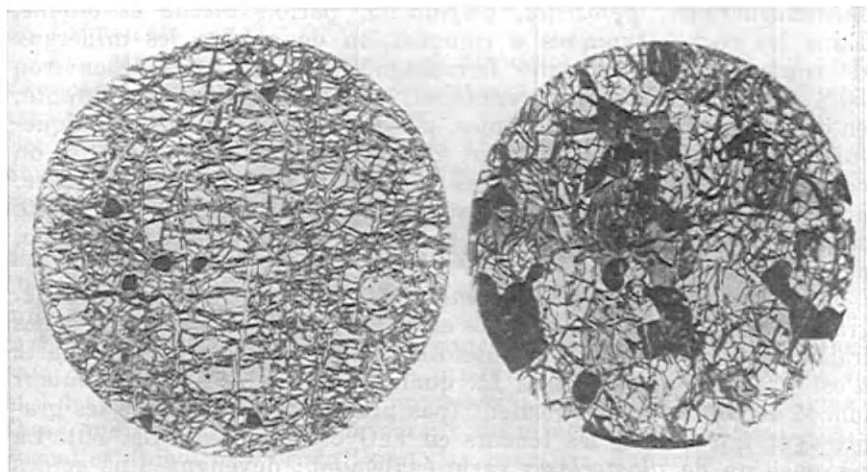


Fig. 370. Dunite partiellement serpentinisée, en lame mince, au microscope. A gauche (photo prise avec un seul nicol) : les grains clairs sont de l'olivine ; le réseau de veinules est constitué par de la serpentine formée aux dépens de l'olivine ; les grains noirs sont du chromspinelle accessoire. A droite (avec nicols croisés) : les grains d'olivine différemment orientés ont une coloration différente, en lumière polarisée.

quelques représentants principaux (ultrabasiques, basiques, moyennement acides et acides, riches en alcalis) dans l'ordre indiqué sur la fig. 50, celles qui sont pauvres en silice.

Les roches *ultrabasiques* (dunite, péridotite, pyroxénite) sont presque exclusivement composées de silicates ferromagnésiens (olivines, pyroxènes). La dunite est, à l'état non modifié, une roche monominérale composée d'olivine, alors que les péridotites renferment en outre du pyroxène (orthorhombique ou monoclinique). Dans ces roches, les minéraux accessoires sont ordinairement représentés par les *chromspinellides*. Parmi les pyroxénites, les plus fréquentes sont les diallagites qui, en tant que minéral accessoire, renferment de la titanomagnétite, éventuellement, du spinelle vert. Comme minéraux secondaires, on voit apparaître, dans les roches ultrabasiques, de la *serpentine*, le plus souvent formée aux dépens de l'olivine (fig. 370), de la *breunérite* (carbonate ferromagnésien),

quelquefois du *talc*, des *amphiboles* (généralement aux dépens des pyroxènes), etc.

Les roches *basiques* (famille des gabbros), plus riches en SiO_2 et alcalis, ont, comparées aux roches ultrabasiques, une composition chimique essentiellement différente surtout en ce qui concerne leur teneur en Al_2O_3 , MgO et FeO (voir fig. 50). Au point de vue minéralogique, elles sont caractérisées par la part que prennent dans leur composition des quantités quelquefois considérables de *plagioclases basiques* (labrador, bytownite, anorthite), à côté de silicates ferromagnésiens : *pyroxènes*, *amphiboles*, parfois *biotite* et *olivine*. Dans les roches typiques à composition de gabbro les minéraux de couleur foncée (silicates ferromagnésiens) entrent pour environ 50%. Parmi les minéraux accessoires, la *titanomagnétite* est courante, en quantités quelquefois notables, puis l'*apatite*, l'*ilménite*, quelquefois des *sulfures* de Fe, Ni, Cu, etc. Dans les gabbros modifiés on constate au microscope, pour les minéraux accessoires, la présence, à la place des plagioclases basiques, d'un mélange fin de zoïsite ou d'épidote avec de l'albite, et, formée aux dépens de l'olivine, de serpentine, etc.

Les roches intrusives *moyennement acides et acides* (diorite, granodiorite, granite) plus riches en silice font déjà partie des roches franchement quartzifères (toutefois, dans les diorites, le quartz n'est pas toujours présent). La quantité des minéraux de couleur foncée décroît considérablement (pas plus de 5 à 10% dans les granites) et fait baisser les teneurs en FeO et MgO (voir fig. 50). La composition de *plagioclases* varie également : devenant plus acides (andésine, oligoclase), ils font baisser la teneur en CaO , et s'accroître celle en Na_2O . Les granites, qui sont les plus répandues des roches de profondeur, renferment en outre des feldspaths potassiques en quantités notables : *orthose* et *microcline* ; la teneur de quartz atteint 20 % et plus. Parmi les minéraux de couleur foncée, la *biotite* est la plus fréquente. Les minéraux accessoires les plus divers se trouvent dans les granites : *apatite*, *zircon*, *sphène*, *magnétite*, *hématite*, moins souvent *monazite*, *orthite*, et dans des zones à mica et quartz greisées, *topaze*, *fluorine*, *micas lithiques*, *cassitérite*, *wolframite*, *arsénopyrite*, *tourmaline*, *axinite*, etc. Des micas clairs, de la topaze, de la tourmaline et d'autres minéraux alumineux se substituent aux feldspaths, décomposés au cours de la greisénisation.

Les roches intrusives *riches en alcalis*, mais pauvres en silice et totalement dépourvues de quartz, présentent un grand intérêt du point de vue minéralogique. Les plus pauvres en alcalis, les syénites, sont voisines des roches de la famille des granites par leur composition minéralogique (mais ne renferment pas de quartz). Les syénites néphéliniques renferment, outre de l'orthose, du microcline et de l'albite, de la *néphéline*, et comme minéraux de couleur foncée, des *pyroxènes alcalins* (ægyrine, ægyrine-augite), des *amphiboles alcalines* (hornblende, arfvedsonite, etc.), des *micas*

noirs (biotite, lépidomélane). La *sodalite* qui se substitue fréquemment à la néphéline est également fréquente, plus que le noséane, l'haüyne, la cancrinite, l'analcime.

Le *zircon* et l'*apatite*, souvent le *sphène*, moins souvent la fluorine, sont également des minéraux accessoires courants. Dans d'autres provinces pétrogénétiques on observe des silicates complexes de titane et de zirconium : eudyalite, lamprophyllite, astrophyllite, lovtshorrite, etc. Dans certaines variétés de roches, les silicates alcalins s'associent à du pyrochlore, de la loparite, de la titanomagnétite, de l'ilménite, etc.

Les *gisements magmatiques* se disposent généralement *au sein de roches ignées en place*. Ils constituent des concentrations importantes de minerais se présentant en nids, en filons ou en couches. Ces gisements sont principalement constitués de minéraux entrant dans la composition des roches ignées encaissantes, en tant que produits accessoires ou secondaires.

Dans le double domaine de l'étude des lois de la constitution des gisements magmatiques et de leur classification, une contribution importante à la science a été apportée par les savants soviétiques (l'académicien A. Zavaritsky entre autres). On pense actuellement que la différenciation et la concentration de la matière minérale de ces gisements ont pu se produire par des voies différentes et à des moments différents du processus de cristallisation du magma. Dans une série de cas, les minéraux du minerai, surtout les chromspinelles (picotites) cristallisent les premiers à partir du magma fondu en formant éventuellement par endroits des traînées appelées *schlieren*. Dans d'autres cas, beaucoup plus fréquents, le minerai se concentre dans des bains résiduels, c'est-à-dire à des stades ultimes du processus proprement magmatique, et constitue des formations qui présentent des traits de gîtes épigénétiques par rapport aux roches préexistantes. C'est le cas, par exemple, de nombreux gisements typiques de chromite et de titanomagnétite. On en connaît également (notamment, certains gisements sulfureux de cuivre et de nickel) dont le minerai a dû, d'après les données géologiques, se ségréger du magma encore à l'état liquide (par liquation) et se déplacer, entraîné par son poids spécifique plus élevé, vers les parties inférieures du massif magmatique. Les rapports réciproques des minerais et des roches encaissantes indiquent pourtant que la cristallisation à partir de ces fusions sulfureuses a été postérieure à la cristallisation des roches mères.

L'étude détaillée des rapports d'âge dans les associations minérales des gisements montre souvent qu'aux stades ultimes de la formation des minéraux magmatiques se constituent, dans des quantités faibles il est vrai, des associations de plus basse température, qui correspondent à la phase hydrothermale de formation de gîtes. Les gîtes minéraux correspondent généralement à des formations postérieures par rapport aux roches préexistantes.

On rencontre, au sein de roches ultrabasiques (dunites et péridotites), des *gîtes de chromite*, composés souvent de masses presque homogènes de chromspinelles (picotites) qui se présentent en forme de nids, de lentilles ou de colonnes. Dans des cavités miarolitiques et dans les fissures de leurs parois on observe quelquefois de l'*ouwarowite*, du *chrome-diopside*, des *chromchlorites* et d'autres hydrosilicates chromifères, formés à des températures plus basses. Dans certaines provinces de roches ultrabasiques, des minéraux du groupe du *platine* (fig. 371) et de l'*osmiridium* (Oural central et Oural

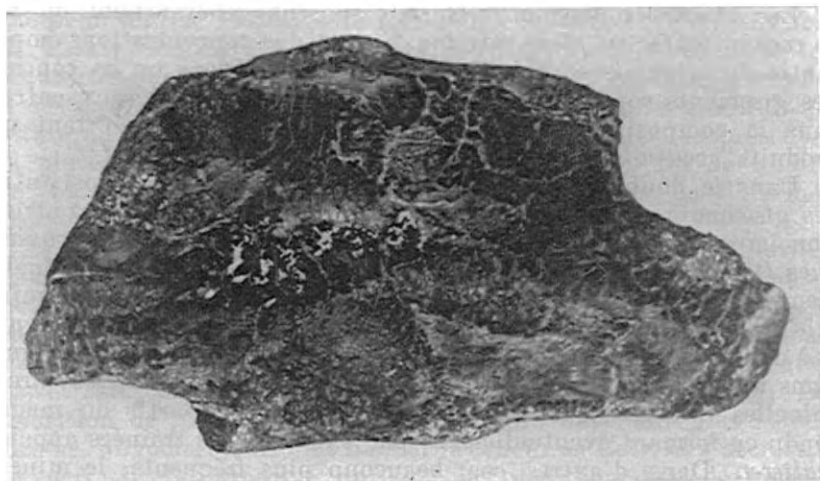


Fig. 371. Ségrégations de platine natif (blanc), assemblé étroitement en paragenèse avec des amas de chromspinelles (en noir). La masse grise est de la dunitite serpentinisée. Echantillon poli.

du Nord) sont étroitement liés par paragenèse à des concentrations de chromspinelles. Aux kimberlites de l'Afrique du Sud correspondent les gîtes de *diamants*.

Dans les pyroxénites et les gabbros, les *gisements de titanomagnétite* sont très fréquents, sous forme d'imprégnations très denses (gisement de Katchkanar) et de remplissages filoniens homogènes (gisements de Koussinsk, Oural). D'ordinaire, on observe dans ces gîtes associés à de la titanomagnétite renfermant du vanadium, des *hornblendes*, des *feldspaths* plus ou moins décomposés, des sulfures en quantités négligeables (pyrite et chalcoppyrite), quelquefois de l'apatite, et parmi les minéraux secondaires des *chlorites*, de l'*épidote*, de la *zoïsité*, etc.

A certaines roches basiques, gabbro-norites pour la plupart (à pyroxène orthorhombique) et quelquefois ultrabasiques, sont liés des *gisements de minerais de cuivre et de nickel sulfurés* composés

principalement de *pyrrhotine* et, accessoirement, de *pentlandite* cobaltifère, de *chalcopyrite* et de *magnétite*. En qualité de formations postérieures, on trouve la *millérite*, la *pyrite* nickélifère ou cobaltifère, etc. Souvent on y note la présence de minéraux du groupe du platine qui sont le plus souvent le *platine palladié*, la *sperryllite*, rarement la *laurite*, etc.

Ainsi, dans les roches intrusives ultrabasiques et basiques les éléments du groupe du fer : Ti, V, Cr, Fe, Co, Ni, y compris le groupe contigu du platine, ainsi que Cu se concentrent en gîtes métallifères. Le manganèse se trouve à l'état dispersé sous forme d'impureté isomorphe du fer et du calcium dans des oxydes et dans des silicates.

Pour les roches intrusives acides, nous ne connaissons pas d'exemples de gisements tant soit peu notables de métaux lourds. Pour les syénites à néphéline, riches en Na_2O , on connaît, à titre d'exception, des gisements importants d'*apatite*, escortés de *néphéline* et, en quantités moins élevées, d'*ægryrine*, d'amphiboles alcalines, de sphène, de titanomagnétite, etc. Des gisements de *lorpate* sont également connus.

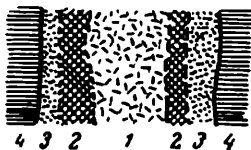


Fig. 372. Représentation schématique d'un filon de pegmatite de structure symétrique.

1 — zone de quartz ; 2 — zone de pegmatite à grands cristaux, composée de feldspath et de muscovite ; 3 — pegmatite finement grenue ; 4 — gneiss.

Principales associations de minéraux dans les pegmatites. La masse principale des formations pegmatitiques constituées dans les conditions de profondeur est liée aux *granites* et aux *syénites néphéliniques*. Ce sont dans la plupart des cas des concentrations de substances de faible volume, de structure hétérogène, souvent zonée (voir fig. 51), et élaborées postérieurement aux roches mères. Souvent ils prennent la forme de filons typiques. Plus rarement ils se présentent sous forme de piliers ou en lentilles.

On distingue parmi les pegmatites celles dont les zones sont disposées symétriquement par rapport aux salbandes (fig. 372) et celles à structure zonée asymétrique.

Depuis longtemps on a remarqué que dans les cavités des pegmatites se trouvaient parfois des druses à gros cristaux bien formés de quartz enfumé, de tourmaline, de topaze, de béryl et de bien d'autres pierres fines et dures. Un intérêt spécial s'attache aux groupements graphiques de feldspath et de quartz (fig. 373), dont l'origine n'a pas encore été élucidée définitivement.

Les pegmatites ordinaires sont essentiellement composées des mêmes minéraux que la matière de la roche qui les englobe, mais se présentant en agrégats de grains particulièrement volumineux. Toutefois on observe généralement dans de nombreux pegmatites divers minéraux de composition très variée et renfermant des éléments rares (Li, Be, Sr, Rb, Cs, Y, terres rares, Nb, Ta, Zr, Hf, Th, U, W, etc.) , et volatils (F, B, Cl, etc.).

Il est caractéristique que dans les pegmatites granitiques la plupart des minéraux rares coïncident avec des secteurs ayant subi une albitisation, c'est-à-dire des secteurs où l'albite s'est substituée aux masses de feldspaths potassiques à grains grossiers, l'ultime terme de la transformation étant quelquefois des albitites finement grenues. Ces phénomènes de métasomatose correspondent déjà à un stade postérieur hydrothermal de la formation des minéraux.

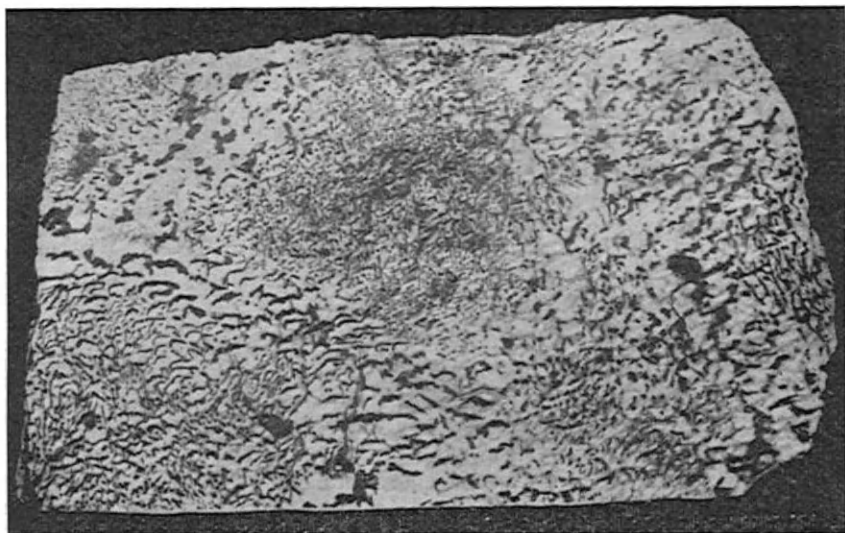


Fig. 373. Echantillon montrant un groupement graphique régulier du quartz (gris foncé) avec du feldspath (blanc). Réduit.

Les divers secteurs de l'échantillon ont des structures différentes. Les cristaux les plus volumineux du groupement quartz-feldspath sont disposés le long des frontières délimitant les divers secteurs.

L'origine des pegmatites reste à ce jour obscure malgré la belle monographie « Les Pegmatites » que l'académicien A. Fersman a consacrée à ce problème. D'après A. Fersman, les pegmatites proviendraient de bains de silicates résiduels, enrichis en composés volatils. Le processus est complexe et l'élaboration des minéraux s'effectuerait dans un intervalle de températures très large, entre 700° et 100°. Ceci expliquerait la diversité de la composition minérale et la structure complexe de nombreuses pegmatites. Récemment, l'académicien A. Zavaritsky, sur la base de considérations physico-chimiques, a reconsidéré le « schéma théorique de Vogt et Niggli », en concluant que la genèse des pegmatites n'était pas due à la cristallisation à partir d'un quelconque bain de fusion résiduel, mais à la recristallisation de la roche, sous l'action de solutions gazeuses

résiduelles, accumulées en certains points et se trouvant en équilibre avec les minéraux de cette roche.

Dans sa monographie A. Fersman a donné une classification détaillée des types de pegmatites *granitiques*. Une délimitation nette entre les différents types reste pourtant hasardeuse, vu les variations quantitatives sensibles des associations minérales. Nous n'indiquerons ici que quelques types, industriellement importants et intéressants du point de vue minéralogique.

1. *Pegmatites à topaze et béryl*. Dans les parties centrales de ces pegmatites parmi les cavités drusiques (voir fig. 51), aux parois limitées par les faces de grands cristaux de *microcline* et de *quartz* enfumé, on rencontre des cristaux bien formés de *topaze* de teinte pâle et, dans d'autres cas, des cristaux de *béryl*, ou plutôt d'aigue-marine (la présence simultanée de ces deux minéraux est rare), les « crêtes » des cristaux lamellaires de l'*albite* (voir fig. 348), des cristaux de *lépidolite*, de *tourmaline*, plus rarement de cassitérite, de minéraux à Nb et Ta, etc. Plus près des salbandes, au sein des zones de granite « graphique », se rencontrent des cristaux de *muscovite*, de *tourmaline*, quelquefois, de *biotite*.

2. *Pegmatites à tourmaline et muscovite* (région de Mamsk-Vitim). Très importantes pour l'industrie, elles sont relativement pauvres en minéraux et dépourvues de cavités miarolitiques. Les pegmatites à *muscovite*, souvent situées dans des gneiss et des micaschistes, peuvent renfermer, outre des *feldspaths* (plagioclases acides, *microcline*), du *quartz* et d'importantes concentrations de *muscovite*, de la *tourmaline*, de l'*apatite*, du *grenat*, de l'*orthite*, de la *monazite*, du *rutile*, des *sulfures*, etc. Les pegmatites riches en *tourmaline* noire renferment quelquefois, outre la *tourmaline*, du *béryl*, de l'*apatite* et d'autres minéraux plus rares, à côté des *feldspaths* ordinaires, de la *muscovite* et de la *biotite*, souvent chloritisée dans des secteurs constitués par une pâte quartzreuse grise.

3. *Pegmatites à éléments rares* (Ytterby, Suède). Elles sont caractérisées par une grande diversité de minéraux noirs de Nb, Ta, Fe, Ti, Zr, Th, U, Y, terres rares, Sn, W, etc., tels que la *columbite*, la *tantalite*, l'*ilménite*, le *rutile*, l'*ilménorutile*, le *zircon*, la *thorite*, la *gadolinite*, la *fergusonite*, la *samarските*, l'*euxénite*, l'*œscheunite*, la cassitérite, l'*uraninite*, la *monazite*, le *xénotime*, l'*orthite*, etc. Dans ces mêmes pegmatites on observe de l'*apatite*, du *grenat*, de la *tourmaline*, du *béryl*, du *chrysobéryl*, de la *phénacite*, de l'*helvite*, de la *topaze*, de la *fluorine*, des carbonates, des *sulfures*, etc.

4. *Pegmatites à minéraux lithinifères*. Elles renferment des concentrations de minéraux tels que le *spodumène*, la *lépidolite*, quelquefois des *phosphates lithiques* (*amblygonite*, *lithiophilite*, *triphylite*), la *tourmaline* rose, rouge (*rubellite*), bleue ou verte, incolore, le *béryl* rose (*worobiéwite*), la *spessartine*, l'*apatite* verte manganeeuse, la cassitérite, la *pollucite*, le *zircon*, la *monazite*, la *manganocolumbite*, la *fluorine*, etc. On voit que des teneurs

accrues de Li, Mn, Ca et également Cs sont caractéristiques pour ce type de pegmatites.

Outre les pegmatites désignées comme « de lignée pure », A. Fersman distingue également les *pegmatites de « croisement »*, lorsque les solutions pegmatitiques réagissent sur des roches encaissantes de composition différente. Sous l'effet de ces réactions, la composition tant chimique que minérale des pegmatites et des zones de leur contact avec les roches encaissantes se transforme radicalement. Ainsi, sous l'action de solutions de pegmatites granitiques riches en silice sur des roches ultrabasiques (serpentinites) dont la teneur en silice est moindre s'élaborent des pegmatites contenant très peu de silice et d'oxyde de potassium, à en juger d'après l'absence de quartz et la constitution de plagioclases basiques (plus pauvres en SiO_2 , mais plus riches en CaO et Al_2O_3), quelquefois en paragenèse avec du corindon. En revanche, aux serpentinites se sont substitués, dans les zones de contact, de la biotite, du talc, de l'actinolite et des chlorites, c'est-à-dire des minéraux plus riches que la serpentine en SiO_2 .

Les *pegmatites de syénite néphélinique* (Monts Ilmen), bien moins répandues que les pegmatites granitiques, ne renferment pas de quartz et sont généralement composées de *microcline*, de *néphéline*, souvent enrichies de *biotite*, de lépidomélane; elles renferment, en quantités moins notables, de l'ægyrine, de l'albite, de la sodalite, de la cancrinite, du zircon, de l'apatite, quelquefois du sphène, de l'ilménite, des minéraux du groupe du pyrochlore, de la fluorine, de l'hydrargillite, des zéolites, de la calcite. Dans d'autres provinces de roches basiques on rencontre, au sein de formations pegmatitiques, outre les silicates alcalins habituels, divers silicates complexes de Zr, Ti, TR, Ca, Na, Nb, Ta (eudyalite, lamprophyllite, rinkolite), des minéraux du groupe de la pérovskite (loparite), etc.

Associations de minéraux dans les formations pyrométasomatiques.

Les métasomatoses les plus puissantes (formation de skarns) se rencontrent dans les auréoles de contacts de massifs de roches intrusives, de préférence *moyennement acides* (diorites quartziques, granodiorites, monzonites: (voir fig. 52) avec des roches encaissantes carbonatées (calcaires, partiellement dolomies). On pense actuellement (D. Korjinsky) que dans les auréoles de contact formées à des profondeurs relativement faibles, sous l'influence de fluides postmagmatiques (pneumatolytohydrothermales) imbibant les roches de la zone de contact ont lieu des diffusions chimiques à double sens, de la roche intrusive vers les calcaires et inversement. Ces interactions entraînent, outre la transformation des calcaires (métamorphisme de contact exomorphe), également celle de la roche intrusive consolidée (métamorphisme de contact endomorphe).

Il s'ensuit que l'élaboration de skarns est un processus relativement plus récent par rapport à celui de la cristallisation des roches

magmatiques. Il a été de même établi que l'assimilation par le magma des roches encaissantes lors de son intrusion n'a qu'une faible influence sur la composition des produits de métasomatose des calcaires et de concentrations métallifères que cette dernière entraîne.

L'intensité de formation des skarns est fonction non seulement des dégagements du magma, de la forme, des dimensions, des conditions physico-chimiques et de la profondeur des masses intrusives, mais encore de la composition des roches encaissantes et de leur tectonique. Il a été reconnu que ces processus se développaient de préférence le long des contacts de roches différant par leur composition et leurs propriétés physiques (granitoïdes et roches carbonatées), le long des plans de stratification de roches encaissantes sédimentaires de constitution hétérogène, ainsi que le long de zones de dislocation des roches environnantes (fig. 374), ou éventuellement au sein même des roches granitoïdes. Les formations de skarns les plus puissantes correspondent souvent aux zones de dislocations tectoniques. Des filons de quartz riches en scheelite sont souvent associés à de telles formations (fig. 375).

Le *métamorphisme de contact* exomorphe se manifeste, au stade primaire, et aux dépens des calcaires, par l'élaboration de ce qu'on appelle des skarns, c'est-à-dire des silicates de Mg, Fe, Al riches en calcium : grenats, principalement *andradite*, pyroxènes (*salite*, *hédénbergite*), *magnétite* et *hématite* (souvent sous forme de mouchkévovite¹). Quelquefois on assiste à la formation de *wollastonite*, de *datholite*, de *scapolite*, de *scheelite*, d'*helvite*, d'*ilvaïte*, etc. Il arrive souvent, que la structure des skarns soit très complexe et leur épaisseur peut atteindre des dizaines de mètres. Par endroits, on n'en trouve aucune trace, et la roche intrusive est en contact direct avec les calcaires.

Les *transformations de contact* endomorphes aboutissent à l'élaboration de silicates non ferreux, mais riches en calcium et plus pauvres en silice : *plagioclases* (jusqu'à l'anorthite), *diopside* aux dépens de la hornblende, *grossulaire*, *idocrase*, etc.

En comparant les compositions des minéraux formés, on voit que dans la zone de métamorphisme de contact endomorphe il y a apport surtout de Ca, et perte partielle de Si, Al et Fe qui jouent un rôle actif dans le métamorphisme de contact exomorphe des calcaires. Toutefois, la masse principale du fer qui entre dans la composition de la magnétite, de l'hématite, des skarns à andradite et à hédénbergite, ainsi d'ailleurs que du magnésium, est certainement fournie par des solutions, sous forme de composés très solubles, probablement chloroux. La puissance du métamorphisme dépend, semble-t-il, de l'activité chimique des solutions accélérée par les minéralisateurs qui y sont dissous (Cl, F, B, etc.).

¹ Pseudomorphose d'hématite en magnétite. (N.d.T.)

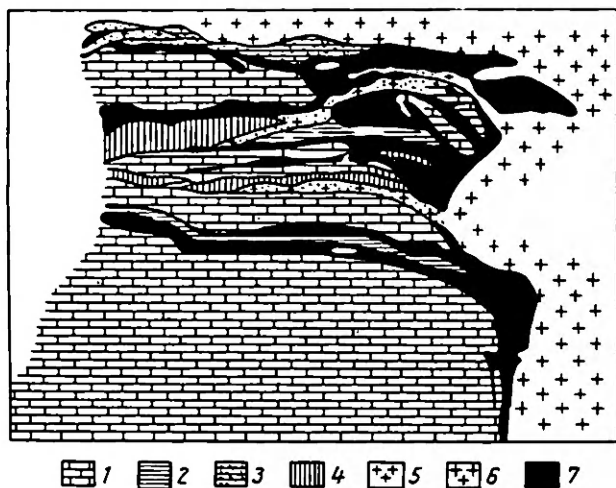


Fig. 374. Schéma montrant la disposition de formations de skarns au contact d'intrusions des roches ignées acides et des roches encaissantes.
 1 — calcaire; 2 — schiste argileux; 3 — schiste sablo-argileux; 4 — cornéennes; 5 — granodiorite; 6 — granodiorite modifiée; 7 — skarn.

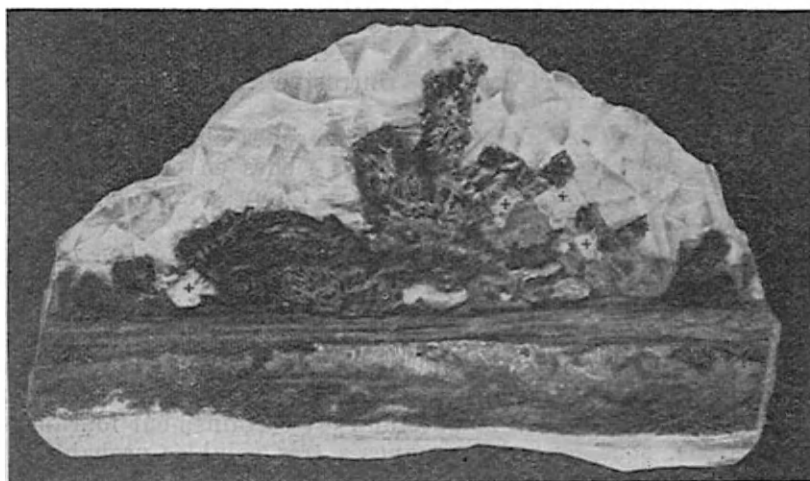


Fig. 375. Fragment de filon de quartz (partie blanche du haut) avec cristaux prismatiques d'hedenbergite à demi décomposés (au milieu et sur les bords de la photo) et gros grains de scheelite (indiqués par des croix). La couche horizontale de couleur sombre se disposant en bas est constituée de grenats; au-dessous d'elle, calcaire marmorisé (en blanc).

A un stade plus avancé du métamorphisme de contact, correspondant déjà à celui de l'altération hydrothermale, s'effectue la décomposition des skarns, avec formation d'*épidote*, *chlorites* accompagnées de *quartz*, de *calcite*, de *fluorine* et assez souvent de sulfures: *pyrrhotine*, *chalcopryrite*, *pyrite*, éventuellement *cobaltine*, *molybdénite*, etc.

On connaît d'importants gisements de minerais de *magnétite* (les montagnes Magnitnaïa, Vysokaïa, etc.), de *tungstène* et de *molybdène* (*scheelite* et *molybdénite*), de *cuiivre*, moins souvent *plomb-zincifères* en liaison génétique avec des skarns exomorphes. La constitution de gisements sulfurés correspond au stade des processus de concentration métallifère, se déroulant à des températures plus basses, qui souvent se superposent aux processus préexistants de formation de gîtes de *magnétite* et de skarns.

Au contact d'intrusions acides avec des roches encaissantes ne renfermant que peu ou pas de calcium (schistes argileux, marnes, tufs, grès, etc.) se forment généralement des roches métamorphiques à grain très fin, compactes, à l'aspect non schisteux, appelées *cornéennes*. On y observe au microscope les associations paragénétiques de minéraux les plus diverses, en relation surtout avec leur composition initiale: *plagioclases*, *pyroxènes*, *grenats*, *cordiérite*, *sillimanite*, *andalousite*, *spinelles*, *quartz*, *épidote*, *chlorites*, *topaze*, *tourmaline*, *scapolite*, *fluorine*, *apatite*, quelquefois *cassitérite*, *magnétite*, *sulfures*, etc.

Des formations de contact liées à des roches *basiques* intrusives sont rares dans les calcaires et dolomies. Un exemple remarquable de formations de ce genre est fourni par les mines de Naziam et de Chichim (région de Zlatooust, Oural du Sud). Dans l'auréole de contact de gabbro et des roches carbonatées, au sein de marbres, de roches à grenats et pyroxènes et de roches à talc et chlorites, on ne rencontre généralement que des silicates de Ca, Mg, Fe, Al, et Ti. Dans les cavités des roches métamorphiques on trouve de superbes cristaux de *grenats* (du grossulaire à l'andradite) qui avaient déjà retenu l'attention des minéralogistes du siècle passé, de *diopside*, de *sphène*, d'*actinolite*, d'*idocrase*, d'*humite*, de *chondrodite*, d'*épidote*, de *clinochlore*, de *xanthophyllite* (du groupe des micas durs), de *pérovskite*, d'*ilménite*, d'*apatite*, de *chlorospinelle*, de *magnétite*, de *magnésioferite*, d'*hématite*, d'*hydrargillite*, etc.

Minéraux utiles de gisements hydrothermaux. La majeure partie de gîtes hydrothermaux (voir fig. 53) doit son origine à des intrusions de roches ignées acides et s'est développée à des profondeurs moyennes ou faibles. Ces gisements se présentent en filons (voir fig. 54) traversant des roches de composition et d'origine fort variées. Bien moins fréquents sont les amas de métagéose, développés de préférence au sein de calcaires, et, en pointements dissimulés dans des roches le plus souvent transformées par des agents hydrothermaux.

On admet généralement que, pour les concentrations métallifères de haute température, la précipitation des minéraux à partir des solutions n'a commencé qu'à des températures de l'ordre de 400°, et ceci uniquement pour les gisements dont les « racines » sont directement liées aux intrusions originelles, tandis que la majorité des gisements hydrothermaux s'est formée à des températures bien plus basses, comme l'attestent les données, encore fragmentaires

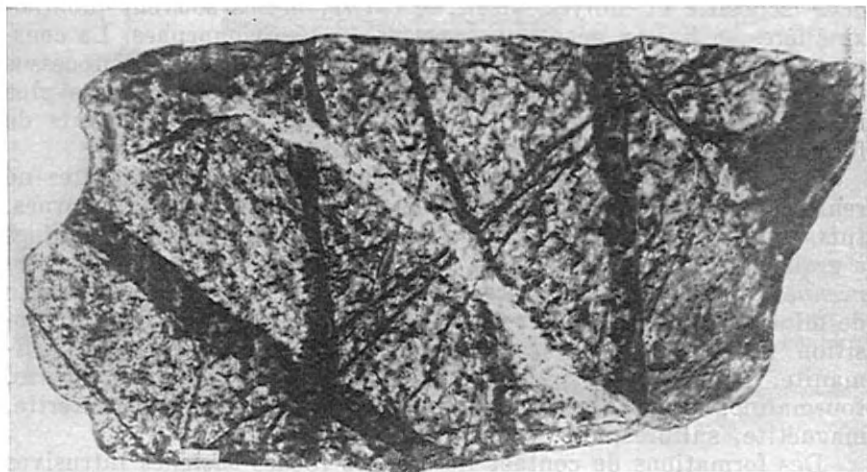


Fig. 376. Traversée de veines de quartz et molybdénite et de quartz et pyrite (partie foncée) par une veine d'aplite-porphyre (bande claire). Cette dernière est à son tour recoupée par des veines de quartz non métallifère (peu visible sur la photo).

pour l'instant, obtenues par l'étude de l'homogénéisation des inclusions gazeuses et liquides dans les minéraux (fig. 190) lors du chauffage ¹.

De nombreux filons hydrothermaux se caractérisent par une succession de cycles de minéralisation provoquée par des afflux répétés de solutions renfermant des composés minéraux, du fait de l'ouverture réitérée de fissures. Cette superposition de nouveaux cycles de minéralisation aboutit à la formation soit de veines d'âges diffé-

¹ Dans le passé, on attribuait une importance exagérée à certains minéraux considérés comme des « thermomètres géologiques ». L'étude des rapports paragenétiques dans les types de minerais les plus divers prouve que la plupart des minéraux de gisements hydrothermaux peuvent être précipités à partir des solutions à des températures dont l'intervalle des variations est très large. La conception antérieure, selon laquelle à chaque minéral correspond une température de formation bien déterminée est erronée pour les minéraux se développant au stade postmagmatique.

rents, quelquefois entrecroisées, dans des dépôts déjà accumulés (fig. 376), soit de brèches, dans lesquelles les débris des minéraux formés antérieurement sont cimentés par des formations postérieures, soit enfin au recoupement des filons entre eux. La composition minérale de ces formations variant souvent, on peut en conclure que celle des solutions affluant successivement varie également. Ce dernier fait est dû, selon les conceptions de l'académicien S. Smirnov, à l'activation discontinue des solutions hydrothermales, qui surgissent soit toujours dans les mêmes fissures, soit dans les fissures nouvellement ouvertes au sein du champ de minerai par suite de la reprise de la fissuration.

Les gisements hydrothermaux renferment des minéraux dont l'importance pour l'industrie n'est plus à démontrer (voir fig. 53). Ce sont les métaux non ferreux : Cu, Pb, Zn, (Cd), (In), (Ge); les métaux rares : W, Sn, Mo, Ni, Co, Bi, As, Sb, Hg, Te; les métaux nobles : Au et Ag; les métaux radioactifs : U, éventuellement des terres rares, et quelquefois Fe, Mn. Certains gîtes hydrothermaux sont liés à des concentrations de minéraux non métallifères : talc, asbeste, fluorine, barytine, giobertite, spath d'Islande, alunite, etc.

La majeure partie des éléments métallogènes se rencontre dans les gisements hydrothermaux, sous forme de *sulfures*, d'*arséniures*, et, à un degré moindre, de *métaux natifs* (Au, Ag, Cu, Bi, As, Sb, Te) et éventuellement, de *composés oxygénés* (Sn, W, Fe, Mn, etc.). Ce sont des éléments situés dans la partie droite du tableau de Mendéléev, qui forment des ions dont l'enveloppe contient 18 électrons, et les éléments connexes à ions de structure asymétrique se disposant dans la partie gauche du tableau. Parmi les éléments pétrogènes typiques des formations hydrothermales, le rôle principal revient à Si, qui s'y présente le plus souvent sous forme de quartz et en partie de silicates (tourmaline, chlorite, talc, etc.), ainsi qu'à Ca et Mg, généralement dans des carbonates et moins souvent dans des silicates (Mg), des fluorines (Ca), etc. L'aluminium n'est généralement pas un élément caractéristique des minéraux déposés par des solutions hydrothermales; les minéraux d'Al (sous forme de chlorites, micas, alunite, etc.) sont d'ordinaire produits par la modification des roches latérales renfermant de l'alumine. Les alcalis aussi ne sont également notés qu'en néoformations, dans les roches latérales altérées par voie hydrothermale (micas, séricite), ainsi que dans les inclusions gazeuses et liquides (voir fig. 190) à l'intérieur des minéraux de gîtes métallifères. Les sulfates (barytine) et quelquefois les carbonates (withérite) sont caractéristiques pour certains gisements contenant du baryum.

La masse principale des filons hydrothermaux est d'ordinaire composée presque exclusivement de quartz, dont les affleurements se présentent souvent sous forme de blocs (fig. 377) à l'emplacement même du gisement primitif ou légèrement déplacés sur le terrain en pente. Lorsque de telles masses de quartz renferment des sulfures,

on y observe de nombreuses cavités dues au lessivage et des fissures remplies de produits d'oxydation de ces sulfures (limonite, vert et bleu de cuivre, etc.).

Les gisements hydrothermaux métallifères sont caractérisés par une très grande diversité d'associations minérales; celles-ci dépendent évidemment de la composition des solutions et des roches latérales soumises aux actions de ces solutions comme en témoignent les modifications dont elles sont l'objet.



Fig. 377. Blocs quartzeux (au premier plan, en blanc) affleurant à la surface.

Les rapports paragenétiques des minéraux dans les minerais dépendent souvent du régime du soufre et de l'oxygène dans les solutions, celui-ci étant de son côté fonction de la profondeur à laquelle les gisements se sont formés ¹.

Dans maints cas, la modification de la composition des associations minérales devient très manifeste au fur et à mesure que l'on s'approche de l'intrusion magmatique (voir fig. 53). Enfin, la diversité des associations paragenétiques des minéraux dans les minerais est souvent due à l'afflux de nouvelles solutions de composition changeante, ou bien à des transformations progressives de faciès minéralogique sous l'effet du changement des conditions physico-chimiques de formation du minerai.

Il serait trop fastidieux de passer en revue toute la diversité des associations minérales dans les gisements hydrothermaux d'au-

¹ La pression partielle (ou la concentration) de l'oxygène dans la croûte terrestre s'accroît graduellement à mesure que l'on se rapproche de sa surface.

tant plus qu'elles ont été traitées en détail dans les ouvrages consacrés aux gîtes minéraux. Nous nous bornerons à quelques exemples typiques.

1. Des filons de *quartz à wolframite*, de *quartz à cassitérite* et de *quartz à molybdénite* sont d'habitude observés au voisinage immédiat, voire au sein même des intrusions de roches ignées acides. Ces filons sont pour l'essentiel composés de quartz, assorti dans une série de cas, et surtout dans la zone des salbandes, de cristaux souvent très gros de *wolframite* (fig. 378) en pointements, dans d'autres cas,

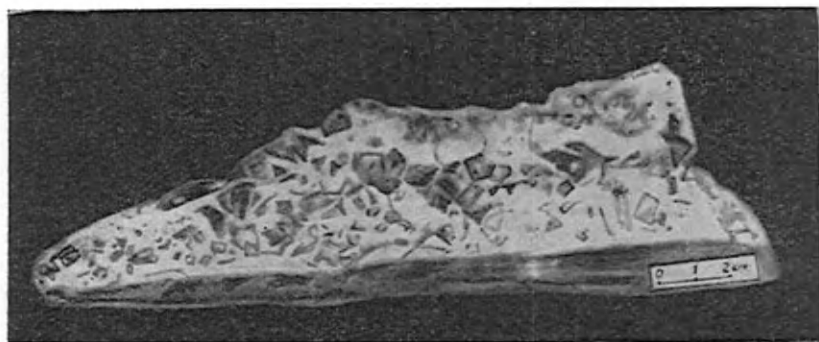


Fig. 378. Wolframite (en petits cristaux noirs allongés) et fluorine (en petits cristaux gris, à section carrée) englobées dans la masse quartzreuse finement grenue (en blanc). Le liséré gris foncé (au bas de la figure) est également formé de quartz finement grenu.

de *cassitérite*, et, enfin, de *molybdénite* formant des écailles très fines au sein de la masse quartzreuse (voir fig. 376) ou bien des lisérés de grosses lamelles sur les bords des filons. Ces minéraux peuvent également apparaître simultanément dans les mêmes filons. On note par endroits des minéraux étrangers : *scheelite*, *arsénopyrite*, *bismuth natif*, *pyrrhotine*, *pyrite*, *blende*, *chalcopryrite* ; ailleurs ce sont des *feldspaths*, *micas*, parfois de la *fluorine*, du *topaze*, du *béryl*, de la *tourmaline*, etc. On observe souvent, au voisinage immédiat de filons, des transformations des roches latérales qui s'expriment soit par la *greisenisation* du granite accompagnée de néoformations de *quartz*, *muscovite*, *mica lithique*, *fluorine*, moins souvent de *topaze*, *tourmaline*, etc., soit par l'apparition de lisérés constitués de mica ou de quartz et mica, aux dépens des roches sédimentaires ou métamorphiques que ces filons traversent.

2. Les filons de *quartz aurifère* ne renferment en général pas d'impuretés. Toutefois, on rencontre souvent, en paragenèse avec l'or natif, et en quantités plus ou moins importantes (gisements de Bérézovo, de Darassoun) les sulfures les plus courants : *pyrite*, *galène* (fig. 379), *blende*, *chalcopryrite*, *arsénopyrite*, *tétraédrites* ; parmi les miné-

raux de la gangue, citons à côté du quartz la *calcite*, la *dolomite*, la *barytine*, dont la présence est souvent notée, quelquefois en quantités considérables. En règle générale, la distribution de l'or dans les filons est fort irrégulière.

Des filons aurifères de quartz à tourmaline et de quartz à schéelite sont également connus. Parmi les gisements formés près de la surface, on rencontre des types rares, avec tellurures d'or et d'argent.

3. Les gisements de minerais sulfurés sont les formations hydrothermales les plus largement répandues. Dans leur composition règne

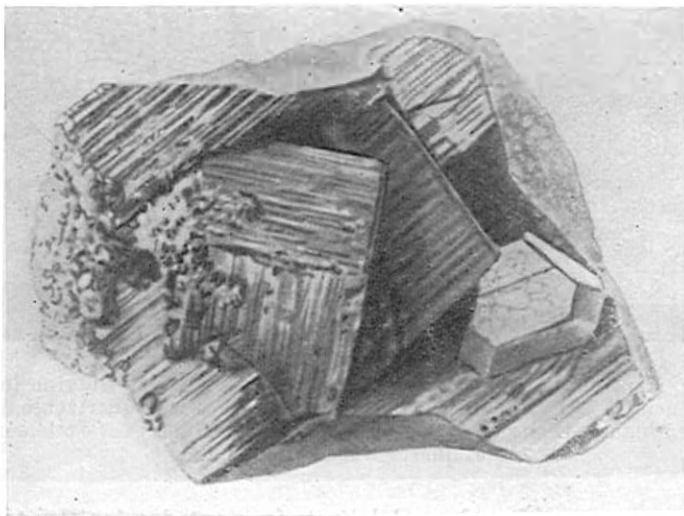


Fig. 379. Cristaux volumineux de pyrite et cristaux de galène (à droite) dans une cavité drusique, rencontrée dans un filon de quartz aurifère.

une grande diversité. Selon qu'ils renferment tel ou tel métal d'importance économique, ils sont classés en gisements de cuivre, plombo-zincifères, polymétalliques, d'arsenic, d'antimoine, etc. Les minéraux de la gangue sont le plus souvent représentés par du quartz et des carbonates, moins souvent par de la barytine, de la chlorite, etc.

a) Les gisements du type filonien (Zanguézour) renferment habituellement de la *pyrite*, de la *chalcoppyrite*, des *tétraédrites*, quelquefois de la *bornite*, de la *chalcosine* endogène, de l'*énargite*, accompagnées quelquefois de molybdénite, bismuth, etc. On connaît, en outre, des gisements importants du type des gîtes d'imprégnation, coïncidant avec les parties apicales, altérées par les agents hydrothermaux, d'intrusions et de roches granitoïdes d'allure porphyroïde.

b) Les gisements plombo-zincifères en filons (Sadon) ou en amas métasomatiques dans des calcaires (Kan-sai) sont en grande majorité

constitués de *blende* et de *galène*, souvent argentifère, renfermant quelquefois du bismuth. Le cortège est, dans ces minerais, généralement composé de pyrite, chalcoppyrite, tétraédrites, arsénopyrite, moins souvent de pyrrhotine, stannine, cassitérite et, dans certains cas, de boulangérite, jamesonite, bournonite, proustite, pyrargyrite, stéphanite, etc.

La structure des filons à galène et blende (ainsi que celle de nombreux autres filons sulfurés) est souvent extrêmement hétérogène.

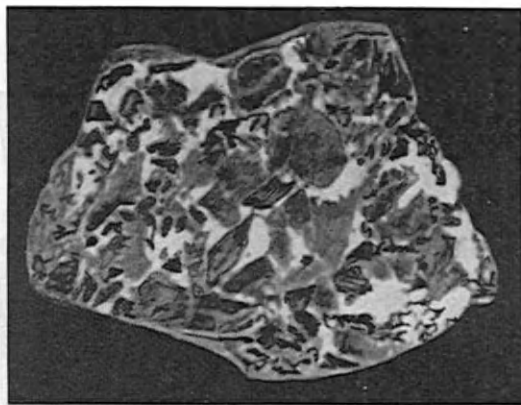


Fig. 380. Les fragments noirs à angles aigus sont du calcaire. La pâte de la roche est constituée de calcite (blanche) et de blende (lisérés gris autour des fragments).
Grandeur naturelle.

Les minéraux des minerais y sont arrangés en pointements, ou bien ils forment des amas homogènes aux contours irréguliers, ou des bandes, ou encore ils remplissent les espaces vides entre les fragments, dans les brèches (fig. 380). Dans certains gisements hydrothermaux, se disposant près de la surface, on observe une structure en bandes symétriques (fig. 381).

c) Les gisements polymétalliques, c'est-à-dire ceux qui renferment en quantités industrielles plusieurs métaux, peuvent avoir la composition la plus variée. Un exemple en est offert par les minerais polymétalliques de l'Altai qui renferment Zn, Pb, Cu, Ag, Au et sont représentés par la *blende*, la *galène*, la *pyrite*, la *chalcoppyrite*, la *tétraédrite* et quelquefois l'*arsénopyrite*, l'*or natif* et, éventuellement, par des *tellurures* de Pb et Ag. Les minéraux que l'on n'exploite pas (quartz, barytine, ankérite, séricite) forment d'ordinaire une gangue dont la quantité est négligeable. Les transformations des roches latérales se résolvent, comme dans bien d'autres gisements sulfurés, en des *silicifications* (apparition de cornéennes), *séricitisations* ou *chloritisations*.

d) Les gisements d'arsenic sont constitués soit par des minerais *arséno-pyritiques* contenant parfois de l'or ou du bismuth (généralement, sous forme de bismuthine), soit par des minerais à *réalgar et orpiment*, avec quartz et calcite et, en qualité d'impuretés, marcassite, antimonite, etc. Leurs conditions de formation sont essentiellement différentes, les gîtes à réalgar et orpiment n'apparaissent qu'à des températures et pressions basses.

e) Les gisements d'antimoine sont des filons à quartz et stibine typiques, où l'on trouve en quantité négligeable de la pyrite et d'autres sulfures et très rarement de l'or.

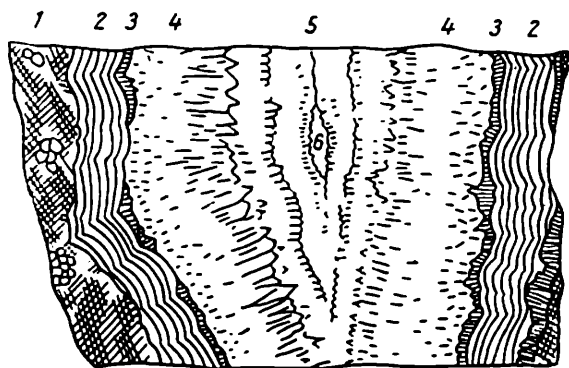


Fig. 381. Structure d'un filon en bandes symétriques

1 — chlorite, quartz, blende et galène; 2 — quartz en bandes micacées (encroûtement); 3 — blende de formation postérieure; 4 — bandes d'améthyste; 5 — quartz en dents de scie; 6 — cavité drusique.

f) Dans les gisements de mercure, le *cinabre* est presque le seul minéral renfermant du mercure; il est souvent associé à la *stibine*, quelquefois mêlé de marcassite, pyrite, arsénopyrite; parmi les minéraux de la gangue on compte le *quartz*, la *calcédoine*, la *calcite*, la *fluorine*, la *barytine*, etc. (Khaidarkan). Ce sont des gisements hydrothermaux typiques des basses températures.

4. Mentionnons également les gisements rares, à composition originale, de minerais d'*arséniures* de nickel et cobalt à bismuth natif et argent (Schneeberg, Saxe). Citons, parmi les arséniures de nickel et de cobalt qui y sont répandus: la *nickéline*, la *chloanthite* — *smaltite*, la *rammelsbergite* — *safflorite*, la *skuttérudite*, souvent associées à de l'arsenic natif, ainsi qu'à du bismuth et de l'argent natifs.

Dans certains gisements on rencontre, à côté de ces minéraux, la *pechblende* et des sulfures rares (pyrite, marcassite, blende métacolloïdale, galène, tétraédrite, gersdorffite, millérite, argentite, proustite, pyrargyrite, dyscrasite, etc.). Les minéraux de la gangue sont d'ordinaire représentés par le quartz et l'ankérite ou la dolomite.

5. Les gisements de *fluorine* sont également des formations hydrothermales typiques. En tant que minéral secondaire, la fluorine s'observe dans différents gîtes pneumatolytiques et hydrothermaux, allant des greisens et de certains minerais d'étain aux gisements de cinnabre, constituant des formations de basse température. Toutefois, la fluorine se rencontre quelquefois en des concentrations si importantes, surtout à température et pression basses, qu'elle présente par elle-même un intérêt industriel. Suivant le mode de leur formation, on distingue les gîtes filoniens et métasomatiques dans des calcaires. Associés en quantités négligeables à la fluorine, on observe de la pyrite, de la marcasite, de la chalcoppyrite, de la galène, du quartz, de la calcite, quelquefois de l'hématite, de la barytine, de la calcédoine, de l'adulaire, etc. Les masses continues de fluorine se présentent quelquefois en agrégats à zones concentriques de structure rayonnante, et colorés différemment suivant la zone et la nature des cristaux (violet, vert, rose, blanc laiteux). On rencontre également des cristaux transparents complètement incolores.

6. Les gisements hydrothermaux de *barytine* se forment d'habitude à des températures basses et près de la surface. On y rencontre d'une part, à côté de la barytine nettement prédominante, des sulfures, en quantités négligeables (le plus souvent pyrite, chalcoppyrite, galène, blende), de la sidérite, du quartz, des zéolites, et de l'autre, des oxydes de fer (hématite). La première paragenèse des minéraux témoigne d'un milieu de formation relativement réducteur, la seconde, d'un milieu nettement oxydant. Un exemple typique de formations filoniennes est constitué par les gisements qu'on trouve en Géorgie, où l'on peut souvent observer une structure filonienne en bandes symétriques, témoignant d'un remplissage périodique des fissures, à partir des parois.

Minéraux de roches effusives et produits des exhalaisons volcaniques. Parmi les roches effusives, les plus répandues sont des roches issues de magmas basiques (basaltes ou diabases, andésites ou porphyrites), acides (liparites ou porphyres quartzeux), plus rarement alcalins (leucitophyres). Le trait caractéristique de toutes ces roches est la présence parmi leurs constituants de quantités plus ou moins considérables de verre volcanique ou de produits de sa décomposition.

La composition minérale de *roches effusives* ne peut être établie qu'au microscope. Dans les roches à structure porphyrique seules, on peut distinguer à l'œil nu les cristaux noyés dans la pâte : *olivine* verte dans du basalte noir à olivine, *feldspaths* dans les porphyrites gris foncé et des porphyres acides de teinte claire, sans quartz, *hornblende* dans des porphyrites à hornblende, *quartz* dans des porphyres quartzeux clairs, *leucite* dans des leucitophyres.

Dans des amygdales rocheuses, c'est-à-dire des laves bulleuses dont les cavités arrondies sont emplies de substance minérale, on observe souvent des dépôts postérieurs de minéraux, d'habitude

d'origine hydrothermale, principalement de la *calcédoine*, du *quartz*, et dans d'autres cas, de la *calcite*, des *zéolites*, quelquefois, de la *tridymite*, etc. Dans les grosses amygdales, les géodes (voir fig. 42, 191) on observe quelquefois des masses quartzo-calcédonieuses (agates) à structure en couches concentriques. Amygdales et géodes sont le plus souvent rencontrées dans des roches effusives plutôt pauvres en silice : basaltes, mélaphyres, porphyrites à pyroxènes.

Dans les cavités des parois de cratères et dans les fissures on observe des minéraux de composition variée, résultant d'exhalaisons volcaniques : *ammoniac*, *halite*, *sylvine*, moins souvent des chlorures de Fe, Cu, Mn, Al, Mg, etc., ainsi que de la *sassolite*, des *carbonates*, du *soufre natif*, de la *marcasite*, de la *covellite*, du *réalgar*, de l'*orpiment*, etc., et par endroits des minéraux de plus hautes températures : *hémattite*, *magnésioferrite*, *spinnelle*, *tridymite*, *quartz*, éventuellement *leucite*, *pyroxènes*, *feldspaths* (sanidine, anorthite), *topaze*, etc.

Dans des zones d'activité solfatarienne, au cours du dégagement d'hydrogène sulfuré et des produits de son oxydation (acides sulfureux et sulfurique) qui pénètrent dans les roches effusives le long de fissures, on observe des transformations notables des roches latérales, consistant en une décoloration et un lessivage de la matière, ainsi que le dépôt de néoformations. Les roches s'enrichissent alors en SiO_2 , Al_2O_3 et SO_3 , aux dépens de composants plus solubles, entraînés. Ces roches subissent, en général, une kaolinisation avec formation d'inclusions de sulfures de fer et de sulfates, dont les plus répandus sont le *gypse*, l'*alunite*, les *aluns de potassium* et d'*ammonium*. On connaît également des fluorures siliceux d'ammonium et de potassium, rares, et d'autres minéraux peu stables.

Des *gisements de minéraux utiles* génétiquement liés à une activité volcanique effusive sont rares et n'ont pas la diversité des gisements liés à des intrusions de profondeur. Dans des massifs de roches effusives acides, situés à faible profondeur, d'âge tertiaire ou quaternaire, on connaît des filons typiques de minerais compacts de *pyrite* et *marcasite*, dont la masse présente dans les cavités des zones de broyage kaolinisées une surface en rognon.

Les *gisements de sulfures*, largement répandus dans l'Oural (en premier lieu *pyrite*, puis, à un degré moindre, *chalcoppyrite*, *blende*, etc.), *pauvres en minéraux de gangue*, correspondent aux épanchements de roches volcaniques d'âge siluro-dévonien, fortement métamorphisés par endroits. Ils paraissent être génétiquement liés à des intrusions subvolcaniques. Pour les gisements de sulfures métamorphisés, les formations collomorphes (fig. 382) sont très caractéristiques. Dans leur composition entrent souvent, outre les minéraux déjà indiqués, de la *marcasite* et de la *würtzite* qui attestent la nature acide des solutions.

Il est intéressant de noter des cas de formation, en quantités massives, de *soufre natif*, dans certaines régions où se manifeste actuellement une activité volcanique. Au Japon, par exemple, un geyser

dont l'activité avait débuté dans le cratère du Yosan, rejetait périodiquement, après une longue période d'activité solfatarienne calme, de la vapeur surchauffée et du soufre fondu pur, qui débordait et s'écoulait dans la vallée en formant des coulées figées. Il semble que primitivement le soufre natif se soit accumulé au cours de l'activité solfatarienne, à une certaine profondeur, dans des conditions où l'hydrogène sulfuré ne s'oxydait qu'incomplètement.



Fig. 382. Minerai constitué de pyrite (en blanc, avec des reliefs), de chalcopyrite (en blanc) et de tétraédrite (en gris). La tache noire est une cavité dans la roche. Section polie. Photo prise en lumière réfléchie; grossie 90 fois.

Il faut également mentionner les nombreuses sources minérales tant froides que chaudes, jaillissant dans des régions où l'activité volcanique a pris fin.

Minéraux du manteau de débris superficiel. Les contributions à l'étude minéralogique du manteau de débris superficiel et de la zone d'oxydation de gisements métallifères sont dues, pour une large part, aux savants soviétiques: les académiciens V. Vernadski et S. Smirnov, J. Ginsbourg, F. Tchoukhrov, etc.

Ces remarquables travaux ont élargi les notions actuelles sur les processus qui se déroulent dans le manteau de débris superficiel. Les produits de processus exogènes, notamment de l'altération, sont caractérisés par l'extraordinaire diversité de formations minérales finement dispersées, dues tant à des réactions complexes avec O_2

et CO_2 de l'air et H_2O qu'à des processus biologiques dont le rôle, dans la décomposition de nombreux minéraux, est énorme. Parmi les minéraux primaires les plus facilement décomposables sont ceux qui renferment des éléments possédant un degré inférieur de valence (Fe^{2+} dans la sidérite, S^{2-} dans les sulfures, etc.) ou des éléments susceptibles de donner avec CO_2 des bicarbonates facilement solubles (Na, K dans les feldspaths, Mg dans l'olivine, serpentine, etc.). Un rôle énorme est dévolu, dans la formation des dépôts colloïdaux, aux phénomènes d'hydrolyse de sels solubles déclenchés par les processus d'oxydation avec élimination d'hydroxydes de cations fortement polarisants et aux rayons ioniques de petites dimensions (Fe^{3+} , Al^{3+} , Si^{4+} , Mn^{4+} , etc.).

La composition des minéraux s'accumulant dans le manteau de débris superficiel dépend donc en grande partie de la composition des roches et minerais primaires. Les minéraux chimiquement stables qui résistent à l'action des agents superficiels s'accumulent mécaniquement dans les produits d'altération et, après lessivage, passent dans les alluvions (voir fig. 56). C'est le cas de minéraux tels que *le quartz, la magnétite, l'hématite, le corindon, le spinelle, les chromspinelles, l'ilménite, le rutile, la cassitérite, l'apatite, la monazite, la scheelite, le zircon, la topaze, la tourmaline, le disthène, l'andalou-site, le cinabre, l'or natif, l'osmiridium, le platine, le diamant, etc.*

Les processus les plus intenses de décomposition chimique des minéraux s'observent dans la zone d'oxydation de *gisements de sulfures* (voir fig. 55). Le trait le plus caractéristique des réactions chimiques dans cette zone est le fait que tous les sulfures passent en s'oxydant par le *stade* dit de *sulfate*, c'est-à-dire se transforment d'abord en sels de l'acide sulfurique ($\text{FeS} \rightarrow \text{FeSO}_4$, $\text{PbS} \rightarrow \text{PbSO}_4$ et ainsi de suite). Il est indispensable de tenir compte de ce fait important pour la compréhension des phénomènes de migration des métaux dans la zone d'oxydation, la *solubilité des sulfates de métaux différents n'étant pas la même*. Quant aux associations minérales résultant de l'oxydation de gisements sulfurés, leur étude sera plus profitable si elle est menée séparément pour chaque type de minerais primaires.

Dans les gisements de *sulfure de cuivre*, riches en pyrite et chalcoppyrite, d'abondants hydroxydes de fer (*limonite, gœthite*) se forment dans la zone d'oxydation (chapeau de fer); en effet, le sulfate FeSO_4 formé aux dépens du fer des sulfures se transforme facilement, lorsque de l'oxygène a un libre accès, en sulfate $\text{Fe}^{3+} - \text{Fe}_2[\text{SO}_4]_3$, aussitôt hydrolysé avec formation d'hydroxydes de fer insolubles. Le cuivre, sous forme de sulfate facilement soluble, est entraîné par les eaux d'infiltration vers la nappe aquifère. Par conséquent, la zone d'oxydation s'appauvrit fortement en cuivre. Dans la zone d'enrichissement secondaire en sulfures par contre (voir fig. 55) la teneur en cuivre dans les minerais s'accroît fortement, du fait de la formation de sulfures secondaires riches en cuivre : *covellite, chalcosine*, éventuellement *bornite*, apparues à la place des sulfures primaires, après réac-

tions avec des solutions cuprifères. Lorsqu'on observe dans le chapeau de fer le moindre indice de composés oxygénés de cuivre (*mala-chite*, *azurite*, *chrysocolle*, etc.) on peut être certain qu'une zone de sulfures secondaires enrichie de cuivre se trouve au-dessous du niveau des eaux souterraines.

On rencontre, dans des régions au climat sec et chaud et de faibles précipitations, des zones de minerais à demi oxydés, dans la zone d'oxydation de gisements de sulfures. Lorsqu'on examine au microscope de tels minerais renfermant des sulfures de cuivre, on observe généralement une combinaison d'hydroxydes ou d'oxysels avec des sulfures secondaires, principalement de la covellite et de la chalcosine (fig. 383).

En cas d'oxydation de minerais de chalcosine pauvres en soufre, on assiste souvent à la formation de *cuprite* et de *cuivre natif*. On rencontre moins souvent des phosphates et des arséniates de cuivre : *libethénite*, *olivénite*, etc., quelquefois des silicates, *achirite* (diopase), *chrysocolle*. Les sulfates hydratés et basiques de cuivre, *chalcanthite*, *brochantite*, etc., ainsi que ceux de fer (*mélantérite*, *jarosite*, etc.) sont généralement observés dans des régions au climat chaud et sec.

Dans des gisements *plombo-zincifères* riches en blende et galène, on observe, outre les hydroxydes de fer formés aux dépens de l'omniprésente pyrite, des quantités considérables de minéraux secondaires de plomb. L'*anglésite* PbSO_4 , corps difficilement soluble, formée d'abord aux dépens de galène, entoure souvent d'une croûte mince les restes de la galène pure, en les préservant d'une destruction complète. C'est extérieurement seulement, qu'elle se transforme en *cérusite*, également difficilement soluble dans l'eau (fig. 384). On rencontre, en quantités infimes, d'autres oxysels de plomb : molybdates (*wulfénite*), phosphates (*pyromorphite*), arséniates (*mimétite*), vanadates (*vanadinite*), éventuellement chromates (*crocoïte*), etc. Si nous prenons en considération que le cation bivalent Pb^{2+} a des dimensions relativement grandes (voir fig. 206), il n'y a rien d'étonnant à ce qu'il donne avec des anions complexes aussi gros que SO_4 , PO_4 , AsO_4 , VO_4 , MoO_4 et CrO_4 des composés chimiques stables, dans la zone d'oxydation.

Tout autre est le comportement du zinc. La blende se décompose facilement, et le zinc sous forme de sulfate soluble dans l'eau est presque entièrement évacué hors de la zone d'oxydation. Lorsque, dans les niveaux inférieurs de cette zone, les solutions sulfatées du zinc rencontrent des calcaires (dans les roches latérales), les réactions d'échange provoquent la formation de minerais à *smithsonite* (voir fig. 224). Lorsque, au contraire, les roches latérales sont constituées par des schistes ou d'autres roches chimiquement inertes, le sulfate de zinc atteint le niveau des eaux souterraines et est évacué, dans la zone d'écoulement, au-delà des limites du gisement (un enrichissement secondaire en sulfures n'a pas lieu, pour le zinc). On rencon-

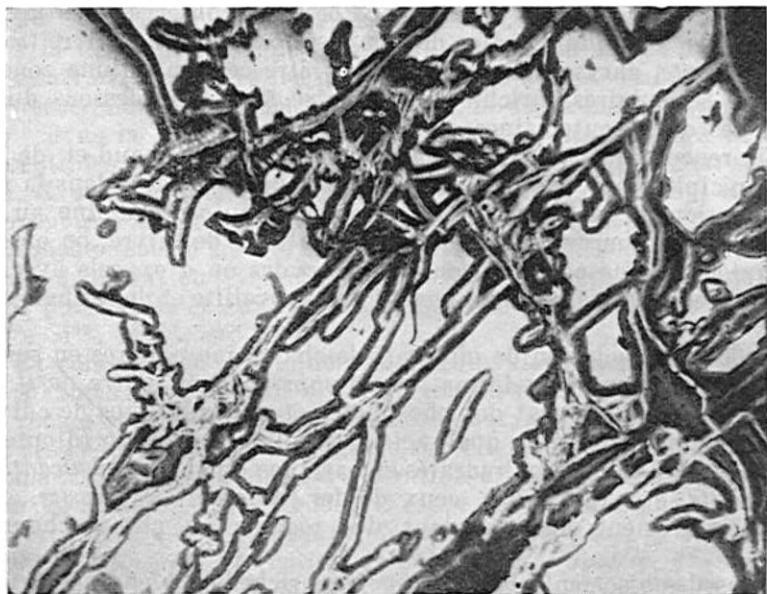


Fig. 383. Veines de limonite avec lisérés foncés de covellite dans de la tétraédrite (fond blanc) provenant d'un minéral à demi-oxydé. Section polie. Photo prise en lumière réfléchie. Grossie 80 fois



Fig. 384. Remplacement de la galène (blanche) par l'anglesite et la cérusite (gris clair). Le fond gris qui les entoure est de la barytine. Section polie. Photo prise en lumière réfléchie. Grossie 17 fois.

tre quelquefois dans la zone d'oxydation des silicates de Zn : *calamine*, *willémité*, rarement des phosphates, des arséniates, etc.

Ainsi donc, le plomb et le zinc, intimement liés sous forme de sulfures dans les gisements endogènes, *se séparent* dans la zone d'oxydation. C'est un fait dont on doit tenir compte lors de la prospection (l'absence de zinc dans les échantillons de minerais de plomb oxydés ne signifie pas que les masses de blende ne sont pas présentes dans les minerais primaires).

Tel n'est pas le comportement de l'*argent*, dont la présence est souvent constatée dans des minerais plombo-zincifères. Dans les parties inférieures de la zone d'oxydation, il est souvent observé sous forme *native*, associé à de l'*argentite*. Dans les pays au climat chaud et sec il forme souvent des composés halogénés stables, *cérargyrite*, etc.

Les minerais riches en arsénopyrite et autres arséniures de fer forment dans la zone d'oxydation des masses de *scorodite*, souvent imprégnées d'hydroxydes de fer. Les arséniures de nickel produisent dans ces conditions de l'*annabergite*, ceux de cobalt, de l'*érythrine*. Les sulfures d'antimoine se transforment en oxydes : kermésite ($\text{Sb}_2\text{S}_2\text{O}$), valentinite (Sb_2O_3), stibiconite ($\text{Sb}_3\text{O}_6\text{OH}$), etc. Un carbonate basique, la *bismuthite* se forme habituellement aux dépens de sulfures de bismuth. *Powellite* et *ferrimolybdite*, etc., sont les produits de l'altération superficielle de la molybdénite.

Les carbonates renfermant Fe^{2+} et Mn^{2+} facilement altérables donnent des hydroxydes. En règle générale, les minéraux renfermant du manganèse à valence basse (rhodonite, manganite, braunite, hausmannite) se décomposent facilement dans la zone d'oxydation, se transformant en oxydes et hydroxydes de Mn^{4+} : *vernadite*, *pyrolusite* (fig. 385) et en *psilomélanes* qui constituent des chapeaux de manganèse. Lorsque l'altération est intense, les silicates de fer (serpentine, chlorites, grenats, pyroxènes, etc.) se décomposent également et forment des *hématites brunes* meubles qui se substituent aux roches qui renfermaient ces minéraux (notamment aux skarns).

Une altération superficielle intense des roches *silicatées* peut engendrer, aux dépens de produits résiduels, de nouveaux gîtes de minéraux utiles, d'extension bidimensionnelle. Dans des roches ignées acides, pauvres en fer, mais riches en *alumine* se forment, sous un climat tempéré, des *gîtes de kaolin*, tandis que l'altération de latérites, sous un climat chaud et humide, produit des *bauxites*, constituées principalement par des hydroxydes d'aluminium : *hydrargillite*, *boëhmite* et *diaspore*.

Un intérêt particulier présentent les puissantes assises du manteau détritique résultant de l'altération de roches *ultrabasiques*, riches en magnésie (serpentinites, dans la plupart des cas). Dans ce manteau de débris superficiel se forment des minerais silicatés de nickel renfermant de la *reudanskite*, de la *garniérite*, des *halloysites* nickélifères, etc. (gisements de l'Oural du Sud). Lors de la décomposition

chimique des silicates, la masse principale du magnésium entre en liaison avec CO_2 dissous dans les eaux et est entraînée vers les niveaux inférieurs du manteau détritique, où elle est précipitée sous forme de giobertite (fig. 386). Le fer, par contre, s'accumule à la surface, sous forme d'hydroxydes meubles. La silice, libérée par la destruction des édifices cristallins de silicates, passe dans la solution colloïdale et donne des néoformations sous forme de *nontronite*, *halloysites* (au-dessous de la zone du chapeau de fer) ou bien est précipitée sous forme d'*opale* ou *calcédoine*, qui se développent souvent



Fig. 385. Remplacement de la manganite (grise) par la pyrolusite (bords blancs avec clivage). Un tel minéral se détermine, d'après ses signes extérieurs, comme étant de pyrolusite. Section polie. Photo prise en lumière réfléchie. Grossie 165 fois.

dans les niveaux inférieurs par métasomatose à la place des roches préexistantes. Les hydrosilicates de nickel se forment dans la zone de développement de la *nontronite*. On observe en outre des *asbolanes* qui sont des hydroxydes de manganèse contenant du cobalt et du nickel.

Il faut également mentionner qu'outre les minéraux précités, on rencontre dans le manteau détritique de nombreuses autres néoformations : *gypse*, *aragonite*, *calcite*, *jarosite*, *soufre natif* (en cas de décomposition de gypse), différents phosphates, et dans des régions arides sous forme d'efflorescences, du salpêtre, des aluns et d'autres sulfates facilement solubles, ainsi que des carbonates et des composés haloïdes de divers éléments.

Minéraux de roches sédimentaires et de gisements de produits utiles. Le domaine de la minéralogie des formations sédimentaires doit également beaucoup aux savants soviétiques (acad. A. Arkhangel'sky, B. Krotov, G. Strakhov, L. Poustovalov, etc.). Les résultats acquis par ces savants dans l'étude de la logique des variations de faciès dans les sédiments, en fonction des modifications des conditions physico-chimiques de la genèse des minéraux, méritent une attention particulière.

Les roches et les gisements sédimentaires stratifiés se forment de préférence dans des bassins marins et lacustres. On y distingue deux groupes principaux: 1) roches *détritiques*, ou clastiques, constituées pour l'essentiel par des produits de la destruction mécanique de roches ignées et de schistes cristallins, et 2) sédiments *chimiques*, d'origine tant cristalline et colloïdale qu'organique.

Les représentants typiques des roches sédimentaires détritiques (dépôts mécaniques) sont les sables et les grès, constitués pour l'essentiel de grains de quartz arrondis, auxquels viennent quelquefois s'ajouter des quantités notables de *feldspaths*. On note quelquefois la présence de fragments de coquilles, de *glauconie*, et parmi les minéraux accessoires, de *magnétite*, de *zircon*, de *rutile*, d'*apatite*, de *tourmaline*, etc. Dans les grès, les fragments sont d'ordinaire cimentés par une matière argileuse, moins souvent par des carbonates (calcite), encore plus rarement par des hydroxydes de fer et de manganèse. Dans les grès à grains grossiers et dans les conglomérats, à la place des fragments de roches on trouve des galets (cailloux arrondis).

Lorsque des gisements et des roches qui renferment des minéraux économiquement importants, chimiquement stables (diamant, or, platine, cassitérite, etc.), subissent un remaniement suivi d'un lessivage, il se produit dans les dépôts mécaniques



Fig. 386. Coupe schématique de l'ancien manteau de débris superficiel résultant de l'altération de roches ultrabasiques fossilisées par des sédiments plus récents.

1 — sol actuel; 2, 3, et 4 — roches sédimentaires sablo-argileuses d'âge mésozoïque qui recouvrent les anciennes roches détritiques fortement lessivées; 5 — couche supérieure de l'ancien manteau détritique (latérite) constituée par des ocre ferreuses; 6 — zone de nontronitisation avec hydroxylates de nickel et hydroxydes de manganèse; 7 — zone de développement de gionite et d'hydrogionite; 8 — roches préexistantes (serpentinisées).

une concentration de minéraux précieux, avec formation de placers fluviaux ou littoraux (voir fig. 56).

Les processus *chimiques* de formation de roches sédimentaires se caractérisent par le fait important suivant : lors de l'altération superficielle de silicates et aluminosilicates d'alcalis et de métaux bivalents (Ca, Mg, Fe, Mn) qui constituent les roches ignées et, partiellement, les roches métamorphiques, il se produit, au cours de leur migration, une *séparation* de ces éléments qui précipitent séparément ; dans certains endroits ce sont les hydrosilicates d'Al (argiles) qui se déposent, dans d'autres se forment des sédiments siliceux. ailleurs encore, il y a dépôt préférentiel de composés de Ca, ou bien de composés de Al, Fe et Mn, ou enfin de Na, K, Mg, etc.

Les argiles (argiles schisteuses et schistes argileux) s'accumulent fréquemment en assises épaisses ; elles sont pour l'essentiel constituées de dépôts de produits provenant de la décomposition chimique de roches : dans certains cas il s'agit de *kaolinite*, dans d'autres de *beidellite*, de *montmorillonite*. Mélangé à ces corps, on rencontre le plus souvent des fragments de *quartz*, quelquefois en quantité importante (argiles sableuses), des micas, des restes organiques, des carbonates finement dispersés (marnes), ainsi que de l'opale, des hydroxydes de Fe, de la melnikovite, quelquefois de la marcasite et de la pyrite (en concrétions) et des matières charbonneuses ou bitumineuses.

Les roches sédimentaires siliceuses, constituées en partie de silice de précipitations chimiques, sont composées d'*opale*, de *calcédoine*, et, partiellement, de *quartz*. Parmi les restes organiques, qu'on rencontre dans les roches citons les débris de spicules siliceux d'Eponges (spongolites), les accumulations de Radiolaires mortes (jaspe compact), ou encore les squelettes de Diatomées (tripolis meubles). Mentionnons également des roches à opale et calcédoine, légères, finement poreuses, sans restes organiques. Des substances argileuses (kaolinite), quelquefois de la glauconie, des débris de quartz et d'autres minéraux y sont souvent mêlés, sous forme d'impuretés.

Les roches carbonatées (calcaires et dolomies) dont les affleurements forment souvent d'énormes massifs sont presque entièrement constituées de *calcite* ou de *dolomite* ou de ces deux minéraux entremêlés. Très souvent on observe également la présence de substance argileuse, de matériel clastique (quartz), de glauconie, quelquefois des nodules de calcédoine et quartz (silice), ou des concrétions de phosphorite, éventuellement de concentrations de célestine, de barytine, de gypse, ainsi que de bitumes et de gaz (hydrogène sulfuré). De nombreux calcaires renferment des quantités plus ou moins importantes de restes d'organismes variés : débris de coquilles de Mollusques, Brachiopodes, Foraminifères, fragments de coraux, etc. (fig. 387). Certaines variétés de calcaires (oolithiques) présentent des caractères de sédiments de nature colloïdale.

Des sédiments colloïdaux riches en *fer* (gisements de minerais de fer) sont quelquefois observés dans certains lacs d'eau douce des

régions nordiques (et également dans des marécages), alors que des gisements sédimentaires très importants se constituent, comme nous l'apprend la géologie, dans des lagunes et en bordure de bassins marins (gisement de Kertch).

Les principaux minéraux des gisements sédimentaires de minerais de fer sont les hydroxydes du fer trivalent : *limonite* et *goëthite* (souvent produits d'oxydation de la sidérite, des hydrosilicates de fer).

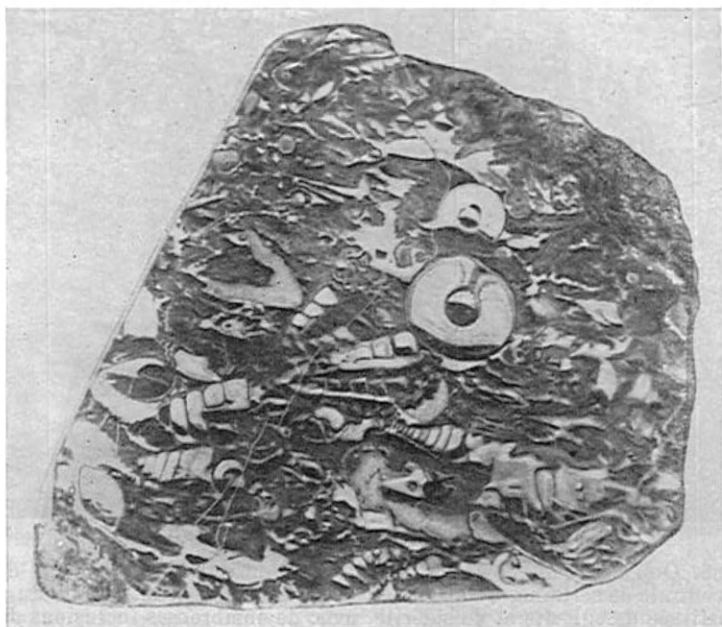


Fig. 387. Calcaire organogène. Echantillon légèrement poli. Grandeur naturelle.

On observe, associés à ces minéraux, de l'*opale*, de la *vivianite*, de la *barytine*, des *oxydes de manganèse*, etc. Des faciès de bassins plus profonds sont constitués par des hydrosilicates de fer oolithiques (leptochlorites) : *chamosite*, *thuringite* et autres chlorites, riches en fer bivalent, souvent associés à la *sidérite* (fig. 388), qu'on rencontre également sous forme de bancs indépendants (gisement d'Aïat et autres gîtes de l'Oural). Des *sulfures* (pyrite, très rarement pyrrhotite) sont parfois mêlés à la sidérite, mais ne forment qu'exceptionnellement des accumulations tant soit peu importantes.

Dans les gîtes sédimentaires de *manganèse*, le plus souvent liés à des séries de roches siliceuses et silico-argileuses, on a pu étudier de plus près les *alternances des faciès*, de composition différente. Les minerais des zones plus proches de la côte sont, dans la plupart

des cas, constitués par des composés de manganèse tétravalent, *pyrolusites* et *psilomélanes*, accompagnés d'opale compacte ou meuble et de substances argileuses. Dans des zones plus profondes où l'oxygène est en déficit, au fur et à mesure qu'on s'éloigne du rivage, aux minerais littoraux se substituent des minerais à *manganite*, où une partie du manganèse se présente sous forme de Mn^{2+} souvent associé à la

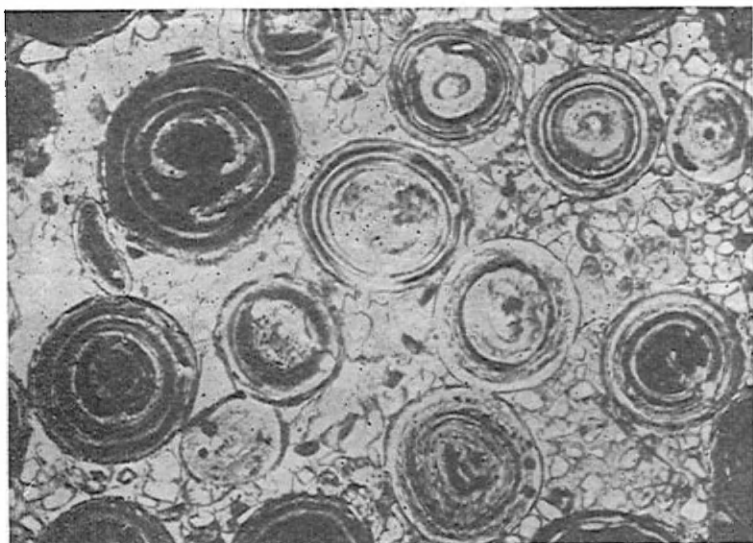


Fig. 388. Oolithes composées de goëthite et chlorite. On peut voir, dans la partie centrale de certaines d'entre elles, des grains de quartz. La pâte du ciment est constituée de chlorite et de sidérite, avec de nombreuses inclusions de fragments de quartz roulés. Lame mince. Grossie 46 fois.

glauconie (dans les couches siliceuses intercalaires). Dans les secteurs encore plus éloignés du rivage se situent des minerais carbonatés continus composés de *rhodochrosite*, de *manganocalcite* (c'est-à-dire de minéraux renfermant du manganèse au seul état bivalent), associés à de l'opale, ainsi qu'à de la marcasite, de la pyrite, rarement de la barytine, etc. ; ce sont là des indices de conditions nettement réductrices de la fermentation sulfhydrique et de la décomposition des restes organiques qui se déposent au fond en dégageant du CO_2 . C'est le cas, notamment, des variations de faciès des sédiments manganifères des gisements de Tchiatoura, de Polounotchnoïé, etc.

Les gisements en nodules de *phosphorites* (voir fig. 43), ou d'oolithes, se situant dans des zones plus profondes du plateau continental, sont englobés dans des roches carbonatées ou des grès glauconieux. On note souvent, dans des accumulations de phosphates de calcium, des grains de quartz, de la *glauconie*, quelquefois de la *pyrite*, etc.

Selon les conceptions modernes (A.Kazakov), l'agent principal, responsable du passage dans la solution des phosphates d'organismes marins morts, serait le gaz carbonique dont la teneur dans les couches d'eau, situées sous la zone du phytoplancton, s'accroît avec l'oxydation de la matière organique. C'est là l'explication de l'enrichissement en CO_2 et en phosphore des eaux océaniques, à une profondeur de 500 à 1500 m. Lorsque, véhiculées par des courants de fond ascendants, ces eaux riches en CO_2 et en P atteignent la zone superficielle et littorale du bassin marin, une partie du gaz carbonique est chassée vers la zone du phytoplancton et provoque la sursaturation en phosphore de ces eaux, motivant ainsi la précipitation de phosphates colloïdaux sous forme de nodules de phosphorite.

Les *dépôts de sel* formant des sédiments cristallins, sous un climat chaud et sec, dans des lacs en voie d'assèchement, ou dans des bassins marins en partie isolés, renferment pour la plupart des chlorures: de la halite, moins souvent de la *sylvine*, de la *carnallite*, etc.; et des sulfates: *mirabilite*, *thénardite*, *astrakanite* (blœdite), *epsomite*, *kiesérite*, *kaïnite*, *polyhalite*, *gypse*, *anhydrite*, etc. La précipitation des sels à partir des eaux marines suit un ordre bien défini, comme le montrent les observations sur la succession des couches et les études physico-chimiques de Van't Hoff, ainsi que celles de l'académicien N.Kournakov et de ses élèves: les sels difficilement solubles (carbonates et sulfates de calcium) précipitent en premier lieu, alors que les composés les plus solubles (sulfates et surtout chlorures de Mg et K) restent en solution jusqu'à la fin. Toutefois, l'ordre de précipitation dépend également pour une large part du *rapport des concentrations* des sels dans la solution. Certains sels plus solubles peuvent précipiter les premiers, lorsque leur teneur dans la solution est élevée.

En principe, l'ordre de précipitation des sels de l'eau de mer est le suivant: 1) gypse, anhydrite; 2) halite accompagnée de gypse, d'anhydrite et de polyhalite; 3) kiesérite avec halite, kaïnite, polyhalite, etc.; 4) carnallite avec halite, kiesérite, etc.; 5) bischofite avec carnallite, halite et d'autres sels solubles.

Donc, les sels de potassium et de magnésium ne précipitent qu'à un stade ultime de l'assèchement des bassins salins. Il est toutefois rare que toutes les conditions d'une sédimentation rigoureusement ordonnée se trouvent réunies dans un milieu naturel. Les alternances et les répétitions observées dans les dépôts, quelquefois l'absence dans la série géologique de certaines roches salifères, etc. sont autant d'indices de variations du régime de bassins en voie d'assèchement, et notamment en ce qui concerne le rapport des concentrations des sels dans les solutions.

Dans les sédiments salifères, on rencontre également de la calcite, de la dolomite, des composés de l'acide borique (boracite). Eventuellement, les borates peuvent former des dépôts indépendants renfermant de l'*hydroboracite*, de la *colemanite*, de la *pandermite*, de la boro-

natrocalcite, du *borax*, de la *szaibélyite* ou ascharite (comme formations secondaires), etc. Le gisement du lac Inder peut en fournir un exemple. On connaît, enfin, des lacs de *natron*. A des couches salifères de gypse et d'anhydrite, escortés de calcaires bitumineux dolomitisés et de sel gemme, correspondent souvent de gîtes importants de *soufre natif* (voir fig. 57). On constate souvent, associés à ce dernier, de la calcite, de l'aragonite, de la dolomite, du gypse, quelquefois de la célestine, de la barytine, de l'opale, de la calcédoine, des bitumes à l'état solide ou liquide.

Le gypse et l'anhydrite constituent en outre de puissantes couches indépendantes, en de nombreux points du globe terrestre.

Les *caustobiolithes*, dont l'importance industrielle est énorme, constituent également des formations sédimentaires. Ce sont les charbons, les pétroles, les gaz combustibles et les bitumes solides qui s'y rattachent, ainsi que la tourbe et les sapropels. Nous avons affaire dans ces cas à des formations *biochimiques*, constituées aux dépens d'organismes végétaux, voire animaux. Dans les dépôts carbonifères on observe, pour ce qui est des minéraux non organiques, outre les matériaux clastiques, des sulfures de fer : *pyrite*, *marcasite*, très rarement de la galène, de la blende et des carbonates. Dans les dépôts argilo-charbonneux les concentrations de nodules de *sphérosidérite* sous forme de bancs renfermant quelquefois des sulfures ne sont pas rares. Soumis à l'altération superficielle ces amas passent aux hématites brunes.

Minéraux de roches et gîtes métamorphisés. Comme on l'a déjà indiqué, les formations endogènes et, à plus forte raison, exogènes subissent au cours du métamorphisme régional des transformations profondes tant dans leur composition que dans leur structure; les propriétés physiques des roches et minerais se modifient également. Les conditions physico-chimiques du métamorphisme, telles la profondeur (pression), la température, la composition des roches originelles et des solutions postmagmatiques, jouant le rôle d'agents métamorphiques, sont à l'origine de la formation de schistes cristallins de types très divers (fig. 58) : gneiss riches en feldspath, micaschistes, amphibolites, talcschistes, chloritoschistes ainsi que serpentinites, marbres et autres roches métamorphiques. L'énumération des associations minérales de toutes ces nombreuses roches serait trop fastidieuse. Notons seulement certaines particularités des processus métamorphiques en soulignant les minéraux caractéristiques qui constituent le cortège des minéraux essentiels habituels.

Avant tout, il est nécessaire d'indiquer que la composition des roches métamorphiques constituées aux dépens de formations sédimentaires, est caractérisée par des traits originaux. Il avait déjà été mentionné plus haut que les roches sédimentaires (argiles, dépôts siliceux, calcaires, etc.) constituaient, en général, des assemblages très distincts de produits résultant de la différenciation de composés.

libérés au cours des processus d'altération des roches endogènes. Le métamorphisme des argiles et schistes argileux, presque entièrement dépourvus d'alcalino-terreux produit des minéraux essentiels tout à fait inhabituels : *disthène*, *sillimanite*, *andalousite*, *staurolite*, *micas durs*, etc. qui sont tous des silicates d'aluminium. Seul un apport d'alcalis permet la formation de schistes à mica et à séricite. Sous l'influence du métamorphisme les sédiments siliceux se transforment en roches compactes à quartz et calcédoine (jaspes) ou en quartzites. Comme l'a démontré D. Korjinsky lorsque le métamorphisme s'exerce sur des roches nettement carbonatées à des profondeurs modérées, les silicates de Ca peuvent être stables : *wollastonite*, *grossulaire*, *diopside* associés à de la calcite et de la dolomite. Toutefois, à des profondeurs plus grandes, l'association du quartz avec de la calcite se montre plus stable que la wollastonite. Si la profondeur augmente encore, le grossulaire devient lui aussi instable et est décomposé par l'anhydride carbonique, dont la pression partielle s'accroît avec la profondeur.

Les sédiments salifères (chlorures et sulfates de K, Na, Mg) ainsi que le gypse, l'anhydrite, l'alunite et d'autres sulfates *disparaissent entièrement* lorsque le métamorphisme régional s'exerce à grande profondeur. Les gisements de soufre natif et de phosphorites suivent le même sort. Les éléments de ces composés sont apparemment entraînés par des solutions postmagmatiques.

Les gisements sédimentaires de fer et manganèse subissent eux aussi des changements importants au cours du métamorphisme. Stables dans des conditions exogènes, les hydroxydes colloïdaux se transforment en composés anhydres : par exemple, la limonite et la goëthite en *hématite* et *magnétite*, les hydrosilicates de fer en un mélange de *quartz* et de *magnétite* ou en silicates anhydres ; les psilomélanes et la manganite en *braunite* (fig. 389) et *hausmannite*, et, en présence de silice, en silicates de Mn : *rhodonite*, *téphroïte*, *grenats manganoux*, etc.

Dans de nombreux gîtes métamorphisés la structure feuilletée des minerais préexistants se conserve. Une forte pression dynamique s'exerçant unilatéralement provoque l'apparition de petits plis (fig. 390). Dans de nombreux schistes cristallins on peut souvent observer en néoformations des *grenats* (almandin, pyrope, etc.), généralement en beaux cristaux assez volumineux, de la *cordiërite*, différents *pyroxènes* et *amphiboles*, du *spinelle*, de la *magnétite*, du *rutile*, du *graphite*, etc.

Minéraux utiles des gîtes métamorphiques. Ce groupe de gisements comprend, comme il avait été indiqué plus haut, les gîtes formés par métamorphisme, à partir de roches ou d'autres formations ne présentant pas antérieurement d'intérêt pratique.

Citons comme exemple les gîtes de *disthène*, employé comme matière réfractaire. Ce sont des schistes cristallins formés aux dépens de

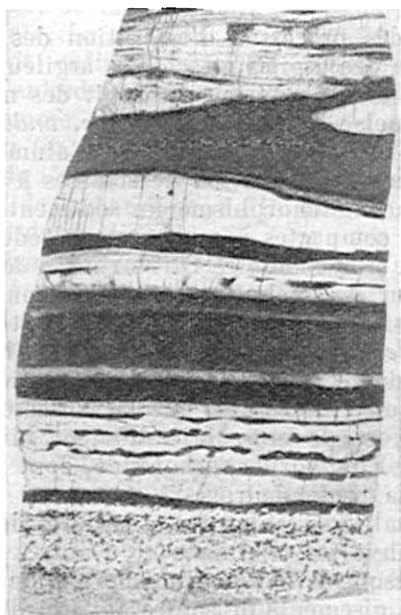


Fig. 389. Minerai à braunite stratifié. Les couches claires sont de la braunite; les noires, des carbonates imbibés d'oxyde de fer rouge. La couche inférieure est du grès. Echantillon de minerai poli. Photo prise en lumière réfléchie.

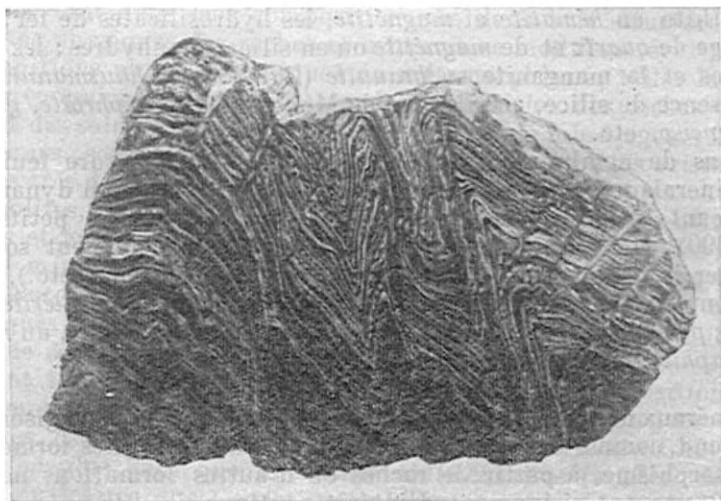


Fig. 390. Minerai plissé d'hématite. Les bandes claires sont de l'hématite, les sombres de la quartzite. Krivoï Rog. Echantillon poli. Photo prise en lumière réfléchie.

roches riches en alumine et renfermant de grandes quantités de ce minéral. Dans ces gisements, le disthène est généralement escorté de micas, d'andalousite, de staurotide, quelquefois de corindon, de rutile, de tourmaline, etc.

Telle est également l'origine de certains gisements de grenats (almandin) rencontrés dans les micaschistes. Ces grenats sont utilisés comme matière abrasive. Dans la composition de ces schistes entrent, outre du mica (généralement de la biotite) et du grenat, du quartz, du disthène, de la staurotide, quelquefois du rutile, du zircon, de la tourmaline.

Les gisements de graphite sont également très caractéristiques. Ce sont des charbons cristallisés par métamorphisme. La matière première minérale nouvellement formée n'est plus un minéral combustible, ayant entièrement perdu ses propriétés originelles. La formation du graphite aux dépens de houille est attestée par des empreintes de Végétaux que l'on trouve sur les plans de clivage.

C'est au double point de vue, minéralogique et pratique, que les filons dits « de type alpin » méritent un intérêt particulier (voir fig. 60). Ces filons correspondent aux fissures de retrait provoquées par un métamorphisme régional. Dans les secteurs élargis de ces filons correspondant aux grandes cavités drusiques (« fours à cristaux ») apparaissent de beaux cristaux de cristal de roche (voir fig. 41), dotés de propriétés piézoélectriques, de chlorite, d'épidote, d'actinolite, d'adulaire, d'albite, de brookite, de rutile, d'anatase, de sphène; de calcite, etc. Il est caractéristique que les minéraux développés dans ces filons sont également ceux qui entrent comme éléments essentiels dans la composition des roches métamorphiques encaissantes. Ce fait prouve que leur formation dans les fissures élargies est simultanée au métamorphisme des roches, provoqué par l'action des mêmes solutions.

Conclusion. La confrontation des différentes paragenèses des minéraux répandus dans des roches et minerais d'origine différente nous permet de formuler des déductions fort intéressantes sur les péripéties des migrations des éléments chimiques dans l'écorce terrestre. A chaque étape de l'évolution des phénomènes géologiques correspond une logique spécifique du comportement des éléments, au cours du déroulement des processus de formation des minéraux; en parfaite concordance avec les lois de la chimie, de la cristallogénie et de la chimie physique.

En effet, si à un premier stade magmatique tous les éléments chimiques (tant pétrogènes que métallogènes) étaient répartis d'une façon plus ou moins uniforme dans la masse commune, l'image devient toute autre pendant la période de différenciation et de cristallisation du magma, surtout pour la zone profonde. Les éléments métallogènes (Pt, Cu, Fe, Au, Ag, Zn, Pb, Bi, etc.) accusent une tendance nettement exprimée à la concentration et, avec le concours des com-

posants volatils du magma, à une *ségrégation* des éléments pétrogènes, avec formation de gîtes de *minerais* (magmatiques, hydrothermaux, pyrométasomatiques). Les éléments *pétrogènes* conservent, par contre, leur état de distribution plus ou moins uniforme, au cours de la formation de roches effusives, et n'éprouvent que des enrichissements partiels lors des différenciations du magma. Seuls les éléments à ions de rayon très petit ou très grand (comparés à ceux des éléments pétrogènes courants) sont susceptibles de s'accumuler en quantités considérables dans les formations pegmatitiques.

Au cours des processus exogènes nous observons des phénomènes diamétralement opposés. Ces processus alimentés par l'énergie solaire se déroulent dans un milieu fortement oxydant; ils exercent une action négative sur tout ce qui a été élaboré par les processus endogènes de formation des minéraux et, au terme de leur activité, d'énormes couches de roches sédimentaires se trouvent accumulées. Les éléments *métallo-gènes* s'éparpillent alors dans leur grande majorité ¹ dans les roches sédimentaires. Il est vrai qu'au stade initial, nous observons encore près de la surface de la lithosphère des phénomènes de concentration de certains éléments métallo-gènes dans les zones d'oxydation et d'enrichissement secondaire de gisements sulfurés (Pb, Cu). Toutefois, leur importance infime au milieu de la masse totale des formations exogènes et leur destin ultérieur (dispersion incessante au fur et à mesure de l'évolution de la sédimentation) nous autorisent à les considérer comme des phénomènes épisodiques. Les éléments *pétrogènes*, en revanche (Na, K, Mg, Ca, Al, ainsi que C, Cl, B, S, P, etc.), accusent au cours des processus exogènes une tendance très nette à s'accumuler, avec formation de nombreuses concentrations de matières utiles non métalliques (calcaires, gypses, dépôts de lacs salifères, bauxites, phosphorites, houille, pétroles, etc.).

Les processus de métamorphisme régional ne sont, au fond, à l'origine d'aucune concentration notable d'éléments chimiques. Nous n'assistons qu'à la transformation des produits minéraux, élaborés au cours des processus endogènes.

¹ L'unique exception est fournie par Fe et Mn, qui du fait de leurs propriétés occupent pour ainsi dire une place intermédiaire entre les éléments pétrogènes et métallo-gènes.

MINÉRAUX LES PLUS IMPORTANTS, CLASSÉS D'APRÈS LES MÉTAUX (ÉLÉMENTS) ESSENTIELS

Ce tableau donne la liste des minéraux renfermant en quantité notable des métaux (ou des composés extraits après transformation de minerais, par exemple l'acide borique, tiré de borates) utilisés par l'industrie. Dans ce tableau sont également inclus quelques composés naturels ne présentant pas d'intérêt par eux-mêmes, mais qui, en qualité d'éléments accessoires des minéraux importants, peuvent être une source supplémentaire de métal ou composés extraits du minerai après traitement technologique.

Les minéraux essentiels, servant à l'extraction du métal ou du composé, sont donnés en caractères gras.

Les minéraux usuellement employés par l'industrie directement et non dans le but d'extraction de métaux sont marqués d'un astérisque.

A l'intérieur de chaque groupe, on a classé les minéraux dans l'ordre suivi dans le présent manuel, en commençant par les éléments natifs et en terminant par les silicates.

ALUMINIUM

- * Cryolithe — Na_3AlF_6
- * Corindon — Al_2O_3
- * Spinelle — MgAl_2O_4
- Hydrargillite** — $\text{Al}[\text{OH}]_3$
- Bœhmite** — AlOOH
- Diaspore** — HAIO_2
- * Aluns — $\text{KAl} [\text{SO}_4]_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$
- Halotrichite** — $\text{FeAl}_2[\text{SO}_4]_4 \cdot 22\text{H}_2\text{O}$
- Alunite** — $\text{KAl}_3(\text{SO}_4)_2[\text{OH}]_6$
- * Topaze — $\text{Al}_2[\text{SiO}_4][\text{F}, \text{OH}]_2$
- * Disthène — Al_2SiO_5
- * Andalousite — Al_2SiO_5
- * Sillimanite — Al_2SiO_5

- * Dumortière — $\text{Al}_8\text{BSi}_3\text{O}_{19}[\text{OH}]$
- * Grenats (alumineux) — $\text{R}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$
- Cordierite** — $\text{Al}_3(\text{Mg}, \text{Fe})_2 [\text{AlSi}_5\text{O}_{18}]$
- * Groupe de la palygorskite: silicates hydratés de Mg et Al de composition complexe
- * Pyrophyllite — $\text{Al}_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_2$
- * Muscovite — $\text{KA}_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}][\text{OH}]_2$
- Chloritoïde** — $\text{Fe}_2\text{Al}_2[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}][\text{OH}]_4$
- Margarite** — $\text{CaAl}_2[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}][\text{OH}]_2$
- Amésite** — $(\text{Mg}, \text{Fe})_4\text{Al}_2[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}][\text{OH}]_2$
- * Kaolinite — $\text{Al}_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_8$
- * Halloysite — $\text{Al}_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_8 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
- Beidellite** — $\text{Al}_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$

Albite-anorthite — $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ —
 $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_7]$
 * Orthose, microcline — $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$
 * Scapolite — $(\text{Na}, \text{Ca})_4[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_8]_3$
 $[\text{Cl}, \text{SO}_4, \text{CO}_3]$
 Leucite — $\text{K}[\text{AlSi}_2\text{O}_6]$
 Néphéline — $\text{Na}[\text{AlSiO}_4]$
 * Zéolites : aluminosilicates hydratés

ANTIMOINE

Antimoine natif — Sb
 Allemontite — AsSb
 Stibine (Antimonite) — Sb_2S_3
 Ullmannite — NiSbS
 Gudmundite — FeSbS
 Tétracédrite — Cu_3SbS_3
 Famatinite — Cu_3SbS_4
 Boulangérite — $\text{Pb}_3\text{Sb}_4\text{S}_{11}$
 Autres sulfoantimonites
 Kermésite — $\text{Sb}_2\text{S}_2\text{O}$
 Sénarmontite — Sb_2O_3
 Valentinite — Sb_2O_3
 Cervantite — $\text{Sb}_2\text{O}_4?$
 Stibiconite — $\text{Sb}_3\text{O}_6[\text{OH}]$
 Schneebergite —
 $(\text{Ca}, \text{Na}, \text{Fe})_2\text{Sb}_2\text{O}_6[\text{F}, \text{OH}, \text{O}]$
 Stibiocolumbite — SbNbO_4
 Stibiotantalite — SbTaO_4

ARGENT

Argent natif — Ag
 Amalgame d'argent — Hg_3Ag_2
 Dyscrasite — Ag_3Sb
 Argentite (acanthite) — Ag_2S
 Stromeyerite — $\text{Cu}_2\text{S} \cdot \text{Ag}_2\text{S}$
 Jalpaite — $3\text{Ag}_2\text{S} \cdot \text{Cu}_2\text{S}$
 Aguilarite — $\text{Ag}_2(\text{Se}, \text{S})$
 Naumannite — Ag_2Se
 Sternbergite — AgFe_2S_3
 Hessite — Ag_2Te
 Petzite — $(\text{Ag}, \text{Au})_2\text{Te}$
 Polybasite — $(\text{Ag}, \text{Cu})_{16}\text{Sb}_2\text{S}_{11}$
 Pearceite — $(\text{Ag}, \text{Cu})_{16}\text{As}_2\text{S}_{11}$
 Polyargyrite — $\text{Ag}_{24}\text{Sb}_2\text{S}_{15}$
 Stéphanite — Ag_3SbS_4
 Pyrrargyrite — Ag_3SbS_3
 Proustite — Ag_3AsS_3
 Pyrostilpnite — Ag_3SbS_3
 Miargyrite — AgSbS_2
 Smithite — AgAsS_2
 Trechmannite — AgAsS_2
 Argyrodite — Ag_8GeS_6
 Canfieldite — Ag_8SnS_6
 Matildite — AgBiS_2

Schirmérite — $\text{Ag}_4\text{PbBi}_4\text{S}_9$
 Alaskaïte — $(\text{Ag}, \text{Cu})_2\text{PbBi}_4\text{S}_8?$
 Cérargyrite — AgCl
 Embolite — $\text{Ag}(\text{Cl}, \text{Br})$
 Bromyrite — AgBr
 Iodobromite — $\text{Ag}(\text{Cl}, \text{Br}, \text{I})$
 Miersite — $4\text{AgI} \cdot \text{CuI}$
 Iodyrite — AgI
 Argentojarosite — $\text{AgFe}_3[\text{SO}_4]_2[\text{OH}]_6$

ARSENIC

Arsenic natif — As
 Allemontite — AsSb
 Réalgar — AsS
 Orpiment — As_2S_3
 Löllingite — FeAs₂
 Arsénopyrite — FeAsS
 Tennantite¹ — Cu_3AsS_3
 Enargite¹ — Cu_3AsS_4
 Arsénolite — As_2O_3
 Claudéite — As_2O_3
 Symplesite — $\text{Fe}_3(\text{AsO}_4) \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
 Scorodite — $\text{FeAsO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
 Pharmacosidérite —
 $\text{Fe}_3[\text{AsO}_4]_3[\text{OH}]_6 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
 Ferrisymplesite —
 $\text{Fe}_3[\text{AsO}_4]_2[\text{OH}]_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$

BARYUM

Withérite — BaCO_3
 Barytocalcite — $\text{BaCa}[\text{CO}_3]_2$
 Baryte — BaSO_4
 Hyalophanes —
 $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ — $\text{Ba}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$
 Celsian — $\text{Ba}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$

BERYLLIUM

Bromellite — BeO
 Chrysobéryl — BeAl_2O_4
 Swedenborgite — $\text{NaBe}_4\text{SbO}_7$
 Beryllonite — NaBePO_4
 Herdérîte — $\text{BeCaPO}_4[\text{F}, \text{OH}]$
 Hamburgerite — $\text{Be}_2\text{BO}_3[\text{OH}]$
 Phénacite — Be_2SiO_4
 Euclase — $\text{Be}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}[\text{OH}]_2$
 Eudidymite — $\text{NaBeSi}_3\text{O}_7[\text{OH}]$
 Epididymite — $\text{NaBeSi}_3\text{O}_7[\text{OH}]$
 Gadolinite — $\text{Y}_2\text{FeBe}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}$
 Bertrandite — $\text{Be}_4\text{Si}_2\text{O}_7[\text{OH}]_2$

¹ Sources de l'« arsenic gazeux » se dégageant lors de la fusion des minerais de cuivre.

Barylite — $\text{Be}_2\text{BaSi}_2\text{O}_7$
 Bétyl — $\text{Be}_3\text{Al}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$
 Milarite —
 $\text{K}(\text{Be}, \text{Al})_3\text{Ca}_2[\text{Si}_{12}(\text{O}, \text{OH})_{20}]$
 Bavenite — $\text{Ca}_4\text{BeAl}_2\text{Si}_9\text{O}_{23}[\text{OH}]_2$
 Trimérite — $(\text{Ca}, \text{Mn})_2\text{Be}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}$
 Leucophanite — $\text{CaNaBeSi}_2\text{O}_6\text{F}$
 Helvite — $(\text{Mn}, \text{Fe})_8[\text{BeSiO}_4]_6\text{S}_2$
 Danalite — $\text{Fe}_8[\text{BeSiO}_4]_6\text{S}_2$
 Tchkalovite — $\text{Na}_2\text{BeSi}_2\text{O}_6$
 Karpinskyite —
 $(\text{Na}, \text{K})_2(\text{Be}, \text{Zn}, \text{Mg})\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{16}[\text{OH}]_2$

BISMUTH

Bismuth natif — Bi
 Tellurobismuthite — Bi_2Te_3
 Tétradymite — $\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$
 Bismuthine — Bi_2S_3
 Guanajuatite — $\text{Bi}_2(\text{Se}, \text{S})_3$
 Galène (bismuthifère) — PbS
 Matildite — AgBiS_2
 Emplectite — CuBiS_2
 Wittichénite — Cu_3BiS_3
 Klaprotholite — $\text{Cu}_6\text{Bi}_4\text{S}_9$
 Alaskaïte — $(\text{Ag}, \text{Cu})_2\text{PbBi}_4\text{S}_8?$
 Benjaminite — $(\text{Cu}, \text{Ag})\text{PbBi}_2\text{S}_4$
 Hammarite — $\text{Cu}_2\text{Pb}_2\text{Bi}_4\text{S}_9?$
 Beegérite — $\text{Pb}_6\text{Bi}_2\text{S}_9$
 Goongarrite — $\text{Pb}_4\text{Bi}_2\text{S}_7$
 Lillianite — $\text{Pb}_3\text{Bi}_2\text{S}_6$
 Cosalite — $\text{Pb}_2\text{Bi}_2\text{S}_5$
 Galénobismuthite — PbBi_2S_4
 Pavonite — AgBi_3S_5
 Schirmérite — $\text{Ag}_4\text{PbBi}_4\text{S}_9$
 Aikinite — CuPbBiS_3
 Lindströmite — $\text{CuPbBi}_3\text{S}_6$
 Gladite — $\text{CuPbBi}_4\text{S}_9$
 Rezbanyite — $\text{Cu}_2\text{Pb}_2\text{Bi}_{10}\text{S}_{19}$
 Bismite — Bi_2O_3
 Sillenite — Bi_2O_3
 Russellite — $(\text{Bi}_2, \text{W})\text{O}_3$
 Daubréeite — BiOCl
 Bismuthite — $\text{Bi}_2\text{CO}_3[\text{OH}]_4$
 Puchérite — BiVO_4
 Rooseveltite — BiAsO_4
 Atélestite — $\text{Bi}_3[\text{AsO}_4][\text{OH}]_2\text{O}_2$
 Eulytine — $\text{Bi}_4[\text{SiO}_4]_3$

BORE

Sassolite — B [OH]₃
 Erémeyevite (Jeremejewite) — AlBO_3
 Ascharite (Szajbélyite) — MgHBO_3
 Ludwigite — $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{Fe}[\text{BO}_3]\text{O}_2$
 Boracite — $\text{Mg}_6\text{B}_{14}\text{O}_{26}\text{Cl}_2$
 Borax — $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$

Boronatrocalté (Ulexite) —
 $\text{NaCaB}_5\text{O}_{11} \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
 Indérite — $\text{Mg}_2\text{B}_6\text{O}_{11} \cdot 15\text{H}_2\text{O}$
 Kournakovite — $\text{Mg}_2\text{B}_6\text{O}_{11} \cdot 13\text{H}_2\text{O}$
 Inderborite — $\text{MgCaB}_6\text{O}_{11} \cdot 11\text{H}_2\text{O}$
 Hydroboracite — $\text{MgCaB}_6\text{O}_{11} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
 Inyoïte — $\text{CaB}_6\text{O}_{11} \cdot 13\text{H}_2\text{O}$
 Colemanite — $\text{Ca}_2\text{B}_6\text{O}_{11} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
 Pandérite — $\text{Ca}_4\text{B}_{10}\text{O}_{19} \cdot 7\text{H}_2\text{O}$
 Datholite — $\text{CaBSiO}_4[\text{OH}]$
 Danburite — $\text{CaB}_2[\text{SiO}_4]_2$
 Axinite — $\text{Ca}_2(\text{Mn}, \text{Fe})\text{Al}_2\text{BSi}_4\text{O}_{15}[\text{OH}]$
 Tourmaline —
 $(\text{Na}, \text{Ca})(\text{Mg}, \text{Al})_6[\text{B}_3\text{Al}_3\text{Si}_6(\text{O}, \text{OH})_{30}]$
 Fluoborite — $\text{Mg}_5\text{B}_{10}\text{O}_{17}[\text{OH}]_6$
 Warwickite — $(\text{Mg}, \text{Fe})_3\text{Ti}[\text{BO}_4]_2$
 Serendibite —
 $(\text{Ca}, \text{Mg})_5\text{Al}_4\text{BSi}_3\text{O}_{18}[\text{OH}]$
 Calcioborite — $\text{Ca}_5\text{B}_8\text{O}_{17}$
 Garrelsite — $\text{H}_6(\text{Ba}, \text{Ca}, \text{Mg})\text{SiO}_2\text{B}_6\text{O}_{20}$
 Reedmergnérite — $\text{Na}_2\text{B}_2\text{Si}_6\text{O}_{16}$

CADMIUM

Greenockite — CdS
 Hawleyite — CdS
 Blende (cadmifère) — ZnS
 Montéponite — CdO
 Otavite — CdCO_3

CALCIUM

Fluorine — CaF_2
 * Groupe de la pérovskite — CaTiO_3
 Groupe du pyrochlore —
 $(\text{Na}, \text{Ca})_2(\text{Nb}, \text{Ti})_2\text{O}_6[\text{F}, \text{OH}]$
 * Calcite — CaCO_3
 Aragonite — CaCO_3
 * Dolomite — $\text{CaMg}[\text{CO}_3]_2$
 Anhydrite — CaSO_4
 * Gypse — $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
 Belovite-arséniate —
 $\text{Ca}_2(\text{Ca}, \text{Mg})[\text{AsO}_4]_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
 Scheelite — CaWO_4
 Powellite — CaMoO_4
 Apatite — $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3[\text{F}, \text{Cl}]$
 Colemanite — $\text{Ca}_2\text{B}_6\text{O}_{11} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
 Inyoïte — $\text{Ca}_2\text{B}_6\text{O}_{11} \cdot 13\text{H}_2\text{O}$
 Hydroboracite — $\text{CaMgB}_6\text{O}_{11} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
 Inderborite — $\text{CaMgB}_6\text{O}_{11} \cdot 11\text{H}_2\text{O}$
 Larnite — Ca_2SiO_4
 Groupe du grenat
 Vésuvianite (idocrase) —
 $\text{Ca}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_2[\text{OH}]_4$
 Sphène — $\text{CaTi}[\text{SiO}_4]\text{O}$
 Axinite —
 $\text{Ca}_2(\text{Mn}, \text{Fe})\text{Al}_2\text{BSi}_4\text{O}_{15}[\text{OH}]$

Datholite — $\text{CaB} [\text{SiO}_4] [\text{OH}]$
 * Wollastonite — CaSiO_3
 Groupe des pyroxènes
 Groupe des amphiboles
 Groupe de l'épidote
 Pumpellyite (lotrite) — $\text{Ca}_2\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{11} [\text{OH}]_3$
 Prehnite — $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10} [\text{OH}]_2$
 Margarite — $\text{CaAl}_2[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}] [\text{OH}]_2$
 Plagioclases (basiques)
 Groupe de la scapolite
 Groupe des zéolites (calciques)

CÉSIUM

Rhodizite — $\text{KNaLi}_4\text{Al}_4\text{Be}_3\text{B}_{10}\text{O}_{27}$
 Vorobiévite — $\text{Cs}(\text{Be}_2\text{Li})\text{Al}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$
 Pollucite — $\text{Cs}[\text{AlSi}_2\text{O}_6]$

CHROME

Chromospinelles — $(\text{Mg}, \text{Fe}) (\text{Cr}, \text{Al}, \text{Fe})_2\text{O}_4$
 Stichite — $\text{Mg}_6\text{Cr}_2[\text{OH}]_{16}[\text{CO}_3] \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
 Crocoïte — PbCrO_4
 Phoenicochroïte — $\text{Pb}_3[\text{CrO}_4]_2\text{O}$
 Vauquelinite — $\text{Pb}_2\text{Cu}[\text{CrO}_4][\text{PO}_4]$
 Ouvarovite — $\text{Ca}_3\text{Cr}_2[\text{SiO}_4]_3$
 Kämmerérite —
 $(\text{Mg}, \text{Fe})_3(\text{Al}, \text{Cr}) [\text{AlSi}_3\text{O}_{10}][\text{OH}]_8$
 Kotschubéite (clinochlore chromifère)
 Wolchonskoïte —
 $(\text{Cr}, \text{Fe}, \text{Al})_4 [\text{Si}_4\text{O}_{10}] [\text{OH}]_8 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$

COBALT

Linnéite — Co_3S_4
 Bornhardite — CoSe_4
 Siegénite — $(\text{Co}, \text{Ni})_3\text{S}_4$
 Carollite — CuCo_2S_4
 Cattiérite — CoS_2
 Trogtalite — CoSe_2
 Cobaltopyrite — $(\text{Fe}, \text{Co})\text{S}_2$
 Cobaltite — CoAsS
 Glaucodot — $(\text{Co}, \text{Fe})\text{AsS}$
 Safflorite — CoAs_2
 Skutterudite — CoAs_3
 Smaltite — CoAs_{3-2}
 Stainiérite — HCoO_2
 Asholane — $m(\text{Co}, \text{Ni})\text{O} \cdot n\text{MnO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$
 Sphérocobaltite — CoCO_3
 Cobaltosmithsonite — $(\text{Zn}, \text{Mg}, \text{Co})\text{CO}_3$
 Biébérite — $\text{CoSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$
 Erythrine — $\text{Co}_3(\text{AsO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
 Forhésite — $(\text{Ni}, \text{Co})\text{HAsO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$

CUIVRE

Cuivre natif — Cu
 Domeykite — Cu_3As
 Chalcosine — Cu_2S
 Chalcopyrite — CuFeS_2
 Bornite — Cu_5FeS_4
 Covelline — CuS
 Cubanite — CuFe_2S_3
 Carollite — CuCo_2S_4
 Tennantite — Cu_3AsS_3
 Tétréadrite — Cu_3SbS_3
 Enargite — Cu_3AsS_4
 Famatinite — Cu_3SbS_4
 Sulvanite — Cu_3VS_4
 Chalcostibite — CuSbS_2
 Emplectite — CuBiS_2
 Klaprotholite — $\text{Cu}_6\text{Bi}_4\text{S}_9$
 Wittichenite — Cu_3BiS_3
 Seligmannite — CuPbAsS_2
 Bournonite — CuPhSbS_3
 Aikinite — CuPbBiS_3
 Atacamite — $\text{CuCl}_2 \cdot 3\text{Cu} [\text{OH}]_2$
 Cuprite — Cu_2O
 Ténorite — CuO
 Delafossite — CuFeO_2
 * Malachite — $\text{Cu}_2[\text{CO}_3] [\text{OH}]_2$
 Azurite — $\text{Cu}_3[\text{CO}_3]_2 [\text{OH}]_2$
 Rosasite — $(\text{Cu}, \text{Zn})_2[\text{CO}_3] [\text{OH}]_2$
 Pisanite — $(\text{Fe}, \text{Cu})\text{SO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$
 Boothite — $\text{CuSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$
 Chalcanthite — $\text{CuSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
 Dolérophanite — $\text{Cu}_2[\text{SO}_4]_2\text{O}$
 Brochantite — $\text{Cu}_4[\text{SO}_4] [\text{OH}]_6$
 Langite — $\text{Cu}_4[\text{SO}_4] [\text{OH}]_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$
 Vernadskite — $\text{Cu}_4[\text{SO}_4]_3 [\text{OH}]_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
 Cyanotrichite —
 $\text{Cu}_4\text{Al}_2[\text{SO}_4] [\text{OH}]_{12} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
 Lindgrenite — $\text{Cu}_3[\text{MoO}_4]_2 [\text{OH}]_2$
 Libéthénite — $\text{Cu}_2[\text{PO}_4] [\text{OH}]$
 Olivénite — $\text{Cu}_2[\text{AsO}_4] [\text{OH}]$
 Volborthite — $\text{CuCa} [\text{VO}_4] [\text{OH}]$
 Cuprodescliozite —
 $[\text{Cu}, \text{Zn}] \text{Pb} [\text{VO}_4] [\text{OH}]$
 Dihydrate — $\text{Cu}_5[\text{PO}_4]_2 [\text{OH}]_4$
 Erinite — $\text{Cu}_3[\text{AsO}_4]_2 [\text{OH}]_4$
 Turanite — $\text{Cu}_5[\text{VO}_4]_2 [\text{OH}]_4$
 Pseudomalachite — $\text{Cu}_3[\text{PO}_4] [\text{OH}]_2$
 Clinoclasite — $\text{Cu}_2[\text{AsO}_4] [\text{OH}]_2$
 Uzbékite — $\text{Cu}_3[\text{VO}_4]_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
 * Turquoise —
 $\text{CuAl}_6[\text{PO}_4]_4 [\text{OH}]_8 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
 * Chalcosidérite —
 $\text{CuFe}_6[\text{PO}_4]_4 [\text{OH}]_8 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
 Tagilite — $\text{Cu}_2[\text{PO}_4] [\text{OH}] \cdot \text{H}_2\text{O}$
 Ehlite — $\text{Cu}_5[\text{PO}_4]_2 [\text{OH}]_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$
 Tyrolite —
 $\text{Cu}_9\text{Ca}_2[\text{AsO}_4]_4 [\text{OH}]_{10} \cdot 10\text{H}_2\text{O}$

Chalcopyllite — $\text{Cu}_4[\text{AsO}_4][\text{OH}]_5 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$
 Bandyllite — $\text{Cu}[\text{BO}_2]\text{Cl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
 Dioptase — $\text{Cu}_6[\text{Si}_6\text{O}_{18}] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
 Chrysocolle — $\text{CuSiO}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$

ETAIN

Stannopalladinite — Pd_3Sn_2
 Herzenbergite — SnS
 Teallite — $\text{SnS} \cdot \text{PbS}$
 Stannite (Stannine) — $\text{Cu}_2\text{FeSnS}_4$
 Colusite — $\text{Cu}_3(\text{As}, \text{Sn}, \text{V})\text{S}_4$
 Canfieldite — Ag_8SnS_6
 Franckéite — $\text{Pb}_3\text{Sn}_3\text{Sb}_2\text{S}_{11}$
 Cylindrite — $\text{Pb}_3\text{Sn}_4\text{Sb}_2\text{S}_{14}$
 Cassitérite — SnO_2
 Thoréaulite — SnTa_2O_7
 Arandisite — $\text{Sn}_5[\text{SiO}_4]_3(\text{OH})_8$
 Stokésite — $\text{CaSn}[\text{Si}_3\text{O}_9] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
 Nordanskiöldite — $\text{CaSn}[\text{BO}_3]_2$
 Hulsite —
 12 $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O} \cdot 2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{SnO}_2 \cdot 3\text{B}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O} ?$

FER

Pyrrhotine¹ — Fe_{1-x}S
 Pyrite¹ — FeS_2
 Marcasite — FeS_2
 Löllingite² — FeAs_2
 Arsénopyrite² — FeAsS
 Hématite — Fe_2O_3
 Maghémite — Fe_2O_3
 Smithite — Fe_3S_4
 Ilménite — FeTiO_3
 Magnétite — FeFe_2O_4
 Magnomagnétite — $(\text{Fe}, \text{Mg})\text{Fe}_2\text{O}_4$
 Gæthite — HFeO_2
 Limonite — $\text{HFeO}_2 \cdot aq$
 Lepidocrocite — FeOOH
 Sidérose — FeCO_3
 Mélanterite — $\text{FeSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$
 Fibroferrite — $\text{FeSO}_4[\text{OH}] \cdot 4,5\text{H}_2\text{O}$
 Coquimbite — $\text{Fe}_2[\text{SO}_4]_3 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$
 * Jarosite — $\text{KFe}_3[\text{SO}_4]_2[\text{OH}]_6$
 Roémérite — $\text{FeFe}_2[\text{SO}_4]_4 \cdot 14\text{H}_2\text{O}$
 Graftonite — $(\text{Fe}, \text{Mn})_3[\text{PO}_4]_2$
 Vivianite — $\text{Fe}_3[\text{PO}_4]_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
 Scorodite² — $\text{FeAsO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
 Strengite — $\text{FePO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
 Phosphosidérite — $\text{FePO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
 Fayalite — Fe_2SiO_4
 * Almandin — $\text{Fe}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$
 Andradite — $\text{Ca}_3\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]_3$
 Hypersthène — $(\text{Mg}, \text{Fe})_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$

¹ Matière première pour la préparation de l'acide sulfurique.

² Source d'arsenic

Hedenbergite — $\text{CaFe}[\text{Si}_2\text{O}_6]$
 Ægyrine — $\text{NaFe}[\text{Si}_2\text{O}_6]$
 Grunérite — $\text{Fe}_7[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}]_2$
 Lépidomélane —
 $\text{KFe}_3[\text{Si}_3(\text{Al}, \text{Fe})\text{O}_{10}][\text{OH}]_2$
 Glaucanie (silicate hydraté)
 Chamosite —
 $\text{Fe}_4\text{Al}[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}][\text{OH}]_6 \cdot n\text{H}_2\text{O}$
 Thuringite —
 $\text{Fe}_{3,5}(\text{Al}, \text{Fe})_{1,5}[\text{Si}_{2,5}\text{Al}_{1,5}\text{O}_{10}][\text{OH}]_6 \cdot n\text{H}_2\text{O}$
 Ferrihalloysite —
 $(\text{Fe}, \text{Al})_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_6 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
 Nontronite —
 $(\text{Fe}, \text{Al})_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$

GALLIUM

Gallite — CuGaS_2
 Germanite — $\text{Cu}_3\text{GeS}_4 ?$

GERMANIUM

Germanite — $\text{Cu}_2\text{GeS}_4 ?$
 Argyrodite — Ag_8GeS_8
 Canfieldite — $\text{Ag}_8(\text{Sn}, \text{Ge})\text{S}_8$

LITHIUM

Cryolithionite — $3\text{NaF} \cdot 3\text{LiF} \cdot 2\text{AlF}_3$
 Triphylite — $\text{Li}(\text{Fe}, \text{Mn})\text{PO}_4$
 Lithiophilite — $\text{Li}(\text{Mn}, \text{Fe})\text{PO}_4$
 Amblygonite — LiAlPO_4F
 Frémontite — $(\text{Na}, \text{Li})\text{AlPO}_4[\text{OH}, \text{F}]$
 Sicklérte — $\text{Li}_{1/2}(\text{Mn}, \text{Fe})\text{PO}_4$
 Spodumène — $\text{LiAl}[\text{Si}_2\text{O}_6]$
 Lépidolite — $\text{KLi}_{1,5}\text{Al}_{1,5}[\text{Si}_4\text{O}_{10}][\text{F}, \text{OH}]_2$
 Zinnwaldite —
 $\text{KLiFeAl}[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}][\text{Fe}, \text{OH}]_2$
 Cookéite — $\text{LiAl}_5[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}][\text{OH}]_8$
 Pétalite — $(\text{Li}, \text{Na})\text{AlSi}_4\text{O}_{11}$
 Eucryptite — LiAlSiO_4

MAGNÉSIE

Sellaïte — MgF_2
 Carnallite — $\text{KCl} \cdot \text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
 Bischofite — $\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
 Tachyhydrite — $2\text{MgCl}_2 \cdot \text{CaCl}_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$
 Périclase — MgO
 Geikielite — MgTiO_3
 * Groupe du spinelle — MgAl_2O_4
 * Magnésioferrite — MgFe_2O_4
 Brucite — $\text{Mg}[\text{OH}]_2$
 Hydrotalcite —
 $\text{Mg}_6\text{Al}_2[\text{OH}]_{10}[\text{CO}_3] \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
 Pyroaurite —
 $\text{Mg}_6\text{Fe}_2[\text{OH}]_{10}[\text{CO}_3] \cdot 4\text{H}_2\text{O}$

* Magnésite (Gibbsite) — MgCO_3
 Dolomite — $\text{MgCa}[\text{CO}_3]_2$
 Ankerite — $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{Ca}[\text{CO}_3]_2$
 Artinite — $\text{Mg}_2[\text{CO}_3][\text{OH}]_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
 Hydromagnésite (Hydrogibbsite) —
 $\text{Mg}_3[\text{CO}_3]_4[\text{OH}]_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
 * Epsomite — $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$
 Hexahydrate — $\text{MgSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
 * Kieserite — $\text{MgSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$
 Wagnérite — $\text{Mg}_2\text{PO}_4\text{F}$
 Bobierite — $\text{Mg}_3[\text{PO}_4]_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
 Hoernésite — $\text{Mg}_3[\text{AsO}_4]_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
 Ascharite (Szajbelyite) — MgHBO_3
 Kotoite — $\text{Mg}_3[\text{BO}_3]_2$
 Boracite — $5\text{MgO} \cdot \text{MgCl}_2 \cdot 7\text{B}_2\text{O}_3$
 Fluoborate — $\text{Mg}_3[\text{BO}_3][\text{F}, \text{OH}]_3$
 Ludwigite — $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{Fe}[\text{BO}_3]\text{O}_2$
 Pinnoite — $\text{Mg}[\text{BO}_2]_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
 Sulfoborate —
 $4\text{MgHBO}_3 \cdot 2\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$
 Forsterite — Mg_2SiO_4
 * Olivine — $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$
 Norbergite — $\text{Mg}_3[\text{SiO}_4][\text{OH}, \text{F}]_2$
 Chondrodite — $\text{Mg}_3[\text{SiO}_4][\text{OH}, \text{F}]_2$
 Humite — $\text{Mg}_2[\text{SiO}_4][\text{OH}, \text{F}]_2$
 Clinohumite — $\text{Mg}_3[\text{SiO}_4][\text{OH}, \text{F}]_2$
 * Pyrope — $\text{Mg}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$
 Enstatite — MgSiO_3
 Anthophyllite —
 $(\text{Mg}, \text{Fe})_7[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}]_2$
 Kupfferite — $\text{Mg}_7[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}]_2$
 Cumingtonite —
 $(\text{Mg}, \text{Fe})_7[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}]_2$
 Trémolite — $\text{Ca}_2\text{Mg}_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}]_2$
 Actinolite —
 $\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}]_2$
 Sépiolite — $\text{Mg}_3[\text{Si}_4\text{O}_{11}]\text{H}_2\text{O} \cdot n\text{H}_2\text{O}$
 Palygorskite (silicates complexes de
 Mg et Al hydratés)
 * Talc — $\text{Mg}_3[\text{Si}_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_2$
 * Phlogopite —
 $\text{KMg}_3[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}][\text{F}, \text{OH}]_2$
 Biotite —
 $\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe})_3[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}][\text{F}, \text{OH}]_2$
 Pennine —
 $(\text{Mg}, \text{Fe})_3\text{Al}[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}][\text{OH}]_2$
 Clinocllore —
 $(\text{Mg}, \text{Fe})_{4,75}\text{Al}_{1,25}[\text{Al}_{1,25}\text{Si}_{2,75}\text{O}_{10}][\text{OH}]_2$
 * Vermiculite — $(\text{Mg}, \text{Fe})_3[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
 * Serpentine — $\text{Mg}_5[\text{Si}_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_2$
 Cérolite — $\text{Mg}_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
 * Saponite — $\text{Mg}_3[\text{Si}_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$

MANGANÈSE

Alabandite — MnS
 Hauérite — MnS_2

Manganosite — MnO
 Hausmannite — Mn_3O_4
 Jacobsite — MnFe_2O_4
 Brownite — Mn_2O_3
 Bixbyite — $(\text{Mn}, \text{Fe})_2\text{O}_3$
 Pyrolusite — MnO_2
 Pyrochroite — $\text{Mn}[\text{OH}]_2$
 Manganite — $\text{Mn}^{++}\text{Mn}^{+++}\text{O}_2[\text{OH}]_2$
 Vernadite — $\text{MnO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$
 Psilomélane — $m\text{MnO} \cdot \text{MnO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$
 Romanécheite — $\text{BaMnMn}_8\text{O}_{16}[\text{OH}]_4$
 Ranciéite — $m(\text{Mn}, \text{Ca})\text{O} \cdot \text{MnO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$
 Cryptomélane —
 $\text{K}_2\text{O} \cdot \text{MnO} \cdot 15\text{MnO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$
 Coronadite — $\text{PbMnMn}_6\text{O}_{14}$
 Hollandite — $\text{BaMnMn}_6\text{O}_{14}$
 Crednérite — CuMn_2O_4
 Rhodochrosite — MnCO_3
 Manganocalcite — $(\text{Mn}, \text{Ca})\text{CO}_3$
 Mallardite — $\text{MnSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$
 Szmikite — $\text{MnSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$
 Hübnérite — MnWO_4
 Purpurite — $(\text{Mn}, \text{Fe})\text{PO}_4$
 Lauéite — $\text{MnFe}_2\text{PO}_4[\text{OH}]_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
 Natrophyllite — NaMnPO_4
 Lithiophilite — $\text{Li}(\text{Mn}, \text{Fe})\text{PO}_4$
 Manganapatite —
 $(\text{Ca}, \text{Mn})_5[\text{PO}_4]_3[\text{F}, \text{OH}]$
 Arsénoclasite — $\text{Mn}_3[\text{AsO}_4]_2[\text{OH}]_4$
 Allactite — $\text{Mn}_7[\text{AsO}_4]_2[\text{OH}]_8$
 Stewartite — $\text{Mn}_3[\text{PO}_4]_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
 Reddingite — $(\text{Mn}, \text{Fe})_3[\text{PO}_4]_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
 Sussexite — MnHBO_3
 Téphroïte — Mn_2SiO_4
 Spessartite — $\text{Mn}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$
 * Rhodonite — MnSiO_3
 Bustamite — $(\text{Mn}, \text{Ca})\text{SiO}_3$
 Pyroxmangite — $(\text{Mn}, \text{Fe})\text{SiO}_3$
 Piémontite —
 $\text{Ca}_2(\text{Al}, \text{Mn}, \text{Fe})_3\text{Si}_3\text{O}_{12}[\text{OH}]$
 Kupletskite —
 $(\text{K}, \text{Na})_2(\text{Mn}, \text{Fe})_4\text{TiSi}_4\text{O}_{14}$

MERCURE

Mercure natif — Hg
 Cinabre — HgS
 Métacinabarite (Métacinabre) — HgS
 Tiemannite — HgSe
 Coloradoïte — HgTe
 Livingstoneite — HgSb_4S_7
 Montroydite — HgO
 Calomel — HgCl
 Eglesonite — $3\text{HgCl} \cdot \text{HgO}?$
 Terlinguaite — $\text{HgCl} \cdot \text{HgO}$

MOLYBDÈNE

Molybdénite — MoS_2
 Ilsemanite — $\text{Mo}_3 \cdot \text{O}_8 \cdot n\text{H}_2\text{O}?$

Powellite — CaMoO_4
 Chillagite — $\text{Pb}(\text{Mo}, \text{W})\text{O}_4$
 Wulfénite — PbMoO_4
 Ferrimolybdate — $\text{Fe}_2[\text{MoO}_4]_3 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$

NICKEL

Melonite — NiTe_2
 Dienérite — Ni_3As
 Mauchérite — Ni_3As_2
 Chislewoodite — Ni_3S_2
 Pentlandite — $(\text{Fe}, \text{Ni})_9\text{S}_8$
 Millérite — NiS
 Polydymite — Ni_3S_4
 Violarite — FeNi_2S_4
 Waesite — NiS_2
 Bravoite — $(\text{Ni}, \text{Fe})\text{S}_2$
 Nickéline — NiAs
 Breithauptite — NiSb
 Chloanthite — NiAs_{3-2}
 Rammelsbergite — NiAs_2
 Gersdorffite — NiAsS
 Ullmannite — NiSbS
 Bunsénite — NiO
 Trévorite — NiFe_2O_4
 Zaraité — $\text{Ni}_3[\text{OH}]\text{CO}_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
 Morenosite — $\text{NiSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$
 Retgersite — $\text{NiSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
 Forbésite — $(\text{Ni}, \text{Co})\text{HAsO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
 Annabergite — $\text{Ni}_3[\text{AsO}_4]_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
 Cabrerite — $(\text{Ni}, \text{Mg})[\text{AsO}_4]_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
 Schuchardite —
 $(\text{Ni}, \text{Fe}, \text{Al})_6[\text{Si}, \text{Al}]_4\text{O}_{10}[\text{OH}]_8$
 Connarite —
 $(\text{Ni}, \text{Fe})_6[(\text{Si}, \text{Fe})_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_8$
 Rewdanskite (Néponite) —
 $(\text{Ni}, \text{Mg})_6[\text{Si}_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_8$
 Garniérite — $\text{Ni}_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$

NIOBIUM ET TANTALE

Ilménorutile — $(\text{Ti}, \text{Nb}, \text{Fe})\text{O}_2$
 Mossite — $\text{Fe}(\text{Nb}, \text{Ta})_2\text{O}_6$
 Tapiolite — $\text{Fe}(\text{Ta}, \text{Nb})_2\text{O}_6$
 Columbite (Niobite) — $(\text{Fe}, \text{Mn})\text{Nb}_2\text{O}_6$
 Tantalite — $(\text{Fe}, \text{Mn})\text{Ta}_2\text{O}_6$
 Loparite — $(\text{Na}, \text{Ce}, \text{Ca})(\text{Nb}, \text{Ti})\text{O}_3$
 Pyrochlore —
 $(\text{Na}, \text{Ca}, \dots)_2(\text{Nb}, \text{Ti}, \dots)_2\text{O}_6[\text{F}, \text{OH}]$
 Microlite —
 $(\text{Na}, \text{Ca}, \dots)_2(\text{Ta}, \text{Ti}, \dots)_2\text{O}_6[\text{F}, \text{OH}]$
 Stibiocolumbite — SbNbO_4
 Stibiotantalite — SbTaO_4
 Thoreaulite — SnTa_2O_7
 Autres minéraux du groupe fergusonite-euxénite-samariskite : yttrium.

OR

Or natif — Au
 Electrum — (Au, Ag)
 Austrobité — AuSb_2
 Petzite — $(\text{Ag}, \text{Au})_2\text{Te}$
 Calaverite — AuTe_2
 Krennérite — AuTe_2
 Silvanite — AuAgTe_4
 Nagyagite — $\text{Pb}_5\text{Au}(\text{Te}, \text{Sb})_4\text{S}_{5-8}$

PLATINOÏDES

Platine — Pt
 Polyxène — (Pt, Fe)
 Ferropalladium — PtFe
 Cupropalladium — $(\text{Pt}, \text{Fe}, \text{Cu})$
 Platine nickélique — $(\text{Pt}, \text{Fe}, \text{Ni}, \text{Cu})$
 Platine palladié — (Pt, Pd)
 Palladium — Pd
 Allopalladium — Pd
 Potarite — (Pd, Hg)
 Porpézite — (Au, Pd)
 Stibiopalladinite — Pd_3Sb
 Stannopalladinite — Pd_3Sn_2
 Iridium platiné — (Ir, Pt)
 Osmiridium — (Ir, Os)
 Newjanskite — (Ir, Os)
 Syserskite — (Os, Ir)
 Cooperite — PtS
 Braggite — $(\text{Pt}, \text{Pd}, \text{Ni})\text{S}$
 Sperrylite — PtAs_2
 Laurite — RuS_2
 Palladite — PdO

PLOMB

Galène — PbS
 Altaïte — PbTe
 Clausthalite — PbSe
 Sartorite — PbAs_2S_4
 Baumhauérite — $\text{Pb}_4\text{As}_6\text{S}_{13}$
 Dufrénoysite — $\text{Pb}_2\text{As}_2\text{S}_5$
 Jordanite — $\text{Pb}_{14}\text{As}_7\text{S}_{24}$
 Greytonite — $\text{Pb}_6\text{As}_4\text{S}_{15}$
 Zinkénite — PbSb_2S_4
 Plagionite — $\text{Pb}_5\text{Sb}_8\text{S}_{17}$
 Semseyite — $\text{PbSb}_6\text{S}_{21}$
 Boulangérite — $\text{PbSb}_4\text{S}_{11}$
 Jamesonite — $\text{Pb}_4\text{FeSb}_6\text{S}_{14}$
 Meneghinite — $\text{Pb}_{13}\text{Sb}_7\text{S}_{23}$
 Galénobismuthite — PbBi_2S_4
 Platinite — $\text{PbBi}(\text{Se}, \text{S})_3$
 Wittite — $\text{Pb}_3\text{Bi}_6\text{S}_{14}$?
 Cosalite — $\text{Pb}_2\text{Bi}_2\text{S}_5$
 Lillianite — $\text{Pb}_3\text{Bi}_2\text{S}_6$
 Googarrite — $\text{Pb}_4\text{Bi}_2\text{S}_7$
 Beegerite — $\text{Pb}_6\text{Bi}_2\text{S}_9$

Cotunnite — PbCl_2
 Mendipite — $\text{PbCl}_2 \cdot \text{PbO}$
 Penfieldite — $3\text{PbCl}_2 \cdot \text{Pb}[\text{OH}]_2$
 Massicot — PbO
 Minium — Pb_3O_4
 Plumboferrite — PbFe_4O_7
 Quenselite — $\text{Pb}_2\text{Mn}_2\text{O}_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$
 Cérusite — PbCO_3
 Hydrocérusite — $\text{Pb}_2[\text{CO}_3]_2[\text{OH}]_2$
 Phosgénite — $\text{Pb}_2[\text{CO}_3]\text{Cl}_2$
 Leadhillite — $\text{Pb}_4[\text{CO}_3]_2[\text{SO}_4][\text{OH}]_2$
 Anglésite — PbSO_4
 Kersténite — PbSeO_4
 Crocoïte — PbCrO_4
 Wulfénite — PbMoO_4
 Chillagite — $\text{Pb}(\text{Mo}, \text{W})\text{O}_4$
 Stolzite — PbWO_4
 Pyromorphite — $\text{Pb}_5[\text{PO}_4]_3\text{Cl}$
 Mimétèse (mimétite) — $\text{Pb}_5[\text{AsO}_4]_3\text{Cl}$
 Vanadinite — $\text{Pb}_5[\text{VO}_4]_3\text{Cl}$
 Descloizite — $\text{Pb}(\text{Zn}, \text{Cu})[\text{VO}_4][\text{OH}]$
 Corkite — $\text{PbFe}_3[\text{PO}_4][\text{SO}_4][\text{OH}]_6$
 Beudantite — $\text{PbFe}_3[\text{AsO}_4][\text{SO}_4][\text{OH}]_6$
 Larsénite — PbZnSiO_4
 Barysilite — $\text{Pb}_2\text{Si}_2\text{O}_7$
 Alamosite — PbSiO_3
 Kentrolite — $\text{Pb}_3\text{Mn}_4\text{Si}_3\text{O}_{15}$
 Melanotékite — $\text{Pb}_3\text{Fe}_4\text{Si}_3\text{O}_{15}$

POTASSIUM

Sylvine — KCl
 Carnallite — $\text{MgCl}_2 \cdot \text{KCl} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
 Nitrate de potassium — KNO_3
 Kalicinite — KHCO_3
 Taylorite — $(\text{K}, \text{NH}_4)_2\text{SO}_4$
 Langbeinite — $\text{K}_2\text{Mg}_2[\text{SO}_4]_3$
 Schoenite — $\text{K}_2\text{Mg}[\text{SO}_4]_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
 Lénite — $\text{K}_2\text{Mg}[\text{SO}_4]_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
 Polyhalite — $\text{K}_2\text{MgCa}_2[\text{SO}_4]_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
 Kainite — $\text{KMg}[\text{SO}_4]\text{Cl} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
 Alunite — $\text{KAl}_3[\text{SO}_4]_2[\text{OH}]_6$
 Aluns potassiques —
 $\text{KAl}[\text{SO}_4]_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$
 Kaliborite — $\text{KMg}_2\text{B}_{11}\text{O}_{19} \cdot 7\text{H}_2\text{O}$
 Micas (muscovite, phlogopite, biotite)
 * Glauconie — silicate de potassium hydraté
 Apophyllite — $\text{KCa}_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}]\text{F} \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
 Feldspaths potassiques (orthose, microcline)
 Hyalophanes
 Leucite — $\text{K}[\text{AlSi}_2\text{O}_6]$
 Phillipsite —
 $(\text{K}_2, \text{Ca})[\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{12}] \cdot 4,5\text{H}_2\text{O}$
 Harmotome —
 $(\text{K}_2, \text{Ba})[\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{14}] \cdot 5\text{H}_2\text{O}$

SÉLÉNIUM

Naumannite — Ag_2Se
 Aguilarite — $\text{Ag}_2(\text{Se}, \text{S})$
 Berzélianite — Cu_2Se
 Eucaïrite — $\text{Cu}_2\text{Se} \cdot \text{Ag}_2\text{Se}$
 Galène (sélénifère) — $\text{Pb}(\text{S}, \text{Se})$
 Clausthalite — PbSe
 Tiemannite — HgSe
 Klockmannite — CuSe
 Ferrosélite — FeSe_2
 Kersténite — PbSeO_4
 Chalcomérite — $\text{Cu}[\text{SeO}_3] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$

SODIUM

Halite — NaCl
 Villiaumite — NaF
 Cryolite — Na_3AlF_6
 Loparite — $(\text{Na}, \text{Ce}, \text{Ca})(\text{Nb}, \text{Ti})\text{O}_3$
 Groupe du pyrochlore
 Nitrate de sodium — NaNO_3
 Natron — $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$
 Trona — $\text{NaH}[\text{CO}_3]_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
 Thénardite — Na_2SO_4
 Mirabilite — $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$
 Glaubérite — $\text{Na}_2\text{Ca}[\text{SO}_4]_2$
 Natrophyllite — NaMnPO_4
 Beryllonite — NaBePO_4
 Borax — $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$
 Boronatrocalcite — $\text{NaCaB}_5\text{O}_9 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
 Elpidite — $\text{Na}_2\text{ZrSi}_2\text{O}_{12}[\text{OH}]_6$
 Eudialyte — $\text{Na}_4\text{Ca}_2\text{ZrSi}_6\text{O}_{17}[\text{Cl}, \text{OH}]_2$
 Catapléite — $\text{Na}_2\text{ZrSi}_3\text{O}_9 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
 Jadéite — $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$
 Égyrine — $\text{NaFeSi}_2\text{O}_6$
 Arfvedsonite —
 $\text{Na}_3(\text{Fe}, \text{Mg})_4(\text{Fe}, \text{Al})[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}]_2$
 Glaucophane —
 $\text{Na}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_3\text{Al}_2[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}]_2$
 Riebeckite —
 $\text{Na}_2\text{Fe}_3\text{Fe}_2[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{O}, \text{OH}]_2$
 Albite et plagioclases acides
 Groupe de la scapolite
 Analcime — $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_6] \cdot \text{H}_2\text{O}$
 * Néphéline — $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$
 Sodalite — $\text{Na}_8[\text{AlSi}_3\text{O}_8]_6\text{Cl}_2$
 Noséane — $\text{Na}_8[\text{AlSiO}_4]_6[\text{SO}_4]$
 Häuyne — $\text{Na}_6\text{Ca}[\text{AlSiO}_4]_6[\text{SO}_4]$
 * Lazurite — $\text{Na}_8[\text{AlSiO}_4]_6[\text{SO}_4] ?$
 Cancrinite —
 $\text{Na}_6\text{Ca}[\text{AlSiO}_4]_6[\text{CO}_3, \text{SO}_4]$
 Natrolite — $\text{Na}_2[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
 Desmine (Stilbite) —
 $(\text{Na}_2, \text{Ca})[\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{16}] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$

STRONTIUM

Strontianite — SrSO_4
Ambatoarinite — $\text{Sr}(\text{Ce}, \text{La} \dots)_2[\text{CO}_3]\text{O}$
Ancyrite —
 $\text{Sr}_3(\text{Ce}, \text{La} \dots)_4[\text{CO}_3]_7[\text{OH}]_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
Célestine — SrSO_4
Strontianapatite —
 $(\text{Ca}, \text{Sr})_5[\text{PO}_4]_3[\text{F}, \text{OH}]$
Goyazite (hamlinite) —
 $\text{SrAl}_3[\text{PO}_4][\text{HPO}_4][\text{OH}]_6$
Svanbergite — $\text{SrAl}_3[\text{PO}_4][\text{SO}_4][\text{OH}]_6$
Lamprophyllite —
 $\text{Na}_2\text{SrFeTi}_2[\text{SiO}_4]_3\text{F}?$
Brewstérite —
 $(\text{Sr}, \text{Ba}, \text{Ca})[\text{AlSi}_3\text{O}_8]_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$

TANTALE

Voir NIOBIUM

TELLURE

Tellure natif — Te
Tellure sélénifère — (Te, Se)
Tellurobismuthite — Bi_2Te_3
Tétradymite — BiTe_2S
Hessite — Ag_2Te
Petzite — $(\text{Ag}, \text{Au})_2\text{Te}$
Altaïte — PbTe
Coloradoïte — HgTe
Krennerite — AuTe_2
Calaverite — AuTe_2
Silvanite — $(\text{Ag}, \text{Au})\text{Te}_2$
Melonite — NiTe_2
Niggliite — $\text{PtTe}_3?$
Montanite — $\text{Bi}_2\text{TeO}_4[\text{OH}]_4$
Teinéite — $\text{Cu}[(\text{Te}, \text{S})\text{O}_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Durdénite (emmonsite) —
 $\text{Fe}_2[\text{TeO}_3]_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$

TERRES RARES

Voir YTTRIUM

THALLIUM

Vrbaïte — $\text{Tl}(\text{As}, \text{Sb})_3\text{S}_3$
Lorandite — TlAsS_2
Hutchinsonite —
 $(\text{Cu}, \text{Ag}, \text{Tl})_2\text{S} \cdot \text{PbS} \cdot 2\text{As}_2\text{S}_3?$
Marcasite (thallifère) — FeS_2

THORIUM

Thorianite — ThO_2
Monazite (thorifère) —
 $(\text{Ce}, \text{La}, \text{Th})[\text{PO}_4\text{SiO}_4]$
Thorite — ThSiO_4

Ferrothorite — $(\text{Th}, \text{Fe})\text{SiO}_4$

Ytttrialite — $(\text{Y}, \text{Th})_2\text{Si}_2\text{O}_7$

De plus, on peut souvent établir la présence de thorium — comme impureté isomorphe — dans des oxydes complexes (titano-tantalo-niobates) des groupes suivants : pérowskite, pyrochlore, fergusonite-euxénite-samarските.

TITANE

Ilménite — FeTiO_3
Geikielite — MgTiO_3
Pyrophanite — MnTiO_3
Rutile — TiO_2
Brookite — TiO_2
Anatase — TiO_2
Pérowskite — CaTiO_3
Minéraux titanifères du groupe de la pérowskite, du pyrochlore et de la fergusonite-euxénite-samarските
Schorlomite —
 $\text{Ca}_3(\text{Al}, \text{Fe}, \text{Ti})_2[(\text{Si}, \text{Ti})\text{O}_4]_3$
Sphène — CaTiSiO_5
Muranite —
 $\text{NaTi}_2[\text{SiO}_4]_2[\text{OH}] \cdot 2\text{H}_2\text{O}?$
Fersmanite —
 $(\text{Ca}, \text{Na})_2(\text{Ti}, \text{Nb})[\text{SiO}_4][\text{OH}, \text{F}]_3?$
Benitoïte — $\text{BaTiSi}_3\text{O}_9$
Ramsayite — $\text{Na}_2\text{Ti}_2\text{Si}_2\text{O}_9$
Vinogradovite —
 $\text{Na}_2\text{Ti}_4\text{AlSi}_6\text{O}_{24} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$

TUNGSTÈNE

Tungsténite — WS_2
Tungstite (meymacite) — H_2WO_4
Hübnerite — MnWO_4
Wolfram — $(\text{Mn}, \text{Fe})\text{WO}_4$
Ferbérite — FeWO_4
Scheelite — CaWO_4
Stolzite — PbWO_4
Raspite — PbWO_4
Chillagite — $\text{Pb}(\text{Mo}, \text{W})\text{O}_4$
Ferrotungstite —
 $\text{Fe}_2[\text{WO}_4][\text{OH}]_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$

URANIUM

Uraninite — UO_2
Bröggerite — $(\text{U}, \text{Th})\text{O}_2$
Ianthinite — $2\text{UO}_2 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$
Clarkéite — $\text{UO}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$
Becquerelite — $2\text{UO}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}?$
Schoepite — $4\text{UO}_3 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$
Fourmariérite — $\text{PbO} \cdot 4\text{UO}_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
Curite — $2\text{PbO} \cdot 5\text{UO}_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
Uranosphérite — $\text{Bi}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{UO}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$

Vandenbrandéite — $\text{CuO} \cdot \text{UO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$?
Rutherfordite — $[\text{UO}_2]\text{CO}_3$
Sharpite — $[\text{UO}_2]_3[\text{CO}_3]_3[\text{OH}]_2 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$
Uranothalite —
 $\text{Ca}_2[\text{UO}_2][\text{CO}_3]_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$
Voglite — $\text{Ca}_2\text{Cu}[\text{UO}_2][\text{CO}_3]_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
Schroëckingérite (Dakéite) —
 $\text{NaCa}_3[\text{UO}_2][\text{CO}_3]_3[\text{SO}_4] \cdot [\text{OH}] \cdot 9\text{H}_2\text{O}$
Zippéite —
 $[\text{UO}_2]_2[\text{SO}_4][\text{OH}]_2 \cdot 3 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
Uranopilite —
 $[\text{UO}_2]_6[\text{SO}_4][\text{OH}]_{10} \cdot 12\text{H}_2\text{O}$
Johannite —
 $\text{Cu}[\text{UO}_2]_2[\text{SO}_4]_2[\text{OH}]_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
Troëgérte — $[\text{UO}_2]_3[\text{AsO}_4]_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$
Torbernite — $\text{Cu}[\text{UO}_2]_2[\text{PO}_4]_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$
Zeunérite — $\text{Cu}[\text{UO}_2]_2[\text{AsO}_4]_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$
Uranospathite —
 $\text{Ca}[\text{UO}_2]_2[\text{PO}_4]_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$
Métatorbernite —
 $\text{Cu}[\text{UO}_2]_2[\text{PO}_4]_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
Métazeunérite —
 $\text{Cu}[\text{UO}_2]_2[\text{AsO}_4]_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
 α -**uranospinite** —
 $\text{Ca}[\text{UO}_2]_2[\text{AsO}_4] \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
 β -**uranospinite** —
 $\text{Ca}[\text{UO}_2]_2[\text{AsO}_4]_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
Fritschéite —
 $\text{Mn}[\text{UO}_2]_2[\text{PO}_4 \cdot \text{VO}_4]_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
Basséite — $\text{Fe}[\text{UO}_2]_2[\text{PO}_4]_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
Autunite — $\text{Ca}[\text{UO}_2]_2[\text{PO}_4]_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
Saléite (Circite) —
 $\text{Mg}[\text{UO}_2]_2[\text{PO}_4]_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
Uranocircite — $\text{Ba}[\text{UO}_2]_2[\text{PO}_4]_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
Tyuyamunite —
 $\text{Ca}[\text{UO}_2]_2[\text{VO}_4]_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
Phosphuranylite —
 $[\text{UO}_2]_3[\text{PO}_4]_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
Ferghanite — $[\text{UO}_2]_3[\text{VO}_4]_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
Carnotite — $\text{K}_2[\text{UO}_2]_2[\text{VO}_4]_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
Sengierite —
 $\text{Cu}_2[\text{UO}_2]_2[\text{VO}_4]_2[\text{OH}]_2 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$
Renardite — $\text{Pb}[\text{UO}_2]_4[\text{PO}_4]_2\text{O}_2 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$
Dewindtite —
 $\text{Pb}_3[\text{UO}_2]_5[\text{PO}_4]_4\text{O}_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$
Dumontite —
 $\text{Pb}_2[\text{UO}_2]_3[\text{PO}_4]_2\text{O}_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
Parsonsite — $\text{Pb}_2[\text{UO}_2][\text{PO}_4]_2 \cdot 11\text{H}_2\text{O}$
Rauvite — $\text{CaO} \cdot 2\text{UO}_3 \cdot 6\text{V}_2\text{O}_5 \cdot 20\text{H}_2\text{O}$
Uvanite — $2\text{UO}_3 \cdot 3\text{V}_2\text{O}_5 \cdot 15\text{H}_2\text{O}$
Walpurgite —
 $\text{Bi}_{10}[\text{UO}_2]_3[\text{AsO}_4]_4\text{O}_{10} \cdot 10\text{H}_2\text{O}$
Uranothorite — $(\text{Th}, \text{U})\text{SiO}_4$
Skłodowskite —
 $\text{MgU}_2[\text{SiO}_4]_2[\text{OH}]_6 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
Uranotile — $\text{CaU}_2[\text{SiO}_4]_2[\text{OH}]_6 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$?
Cuprosklodowskite —
 $\text{CuU}_2[\text{SiO}_4]_2[\text{OH}]_6 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$

Kasolite — $\text{Pb}[\text{UO}_2][\text{SiO}_4] \cdot \text{H}_2\text{O}$
Soddyite — $[\text{UO}_2]_2[\text{SiO}_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$?
Urgite — $\text{UO}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$
Coffinite — $\text{U}[\text{SiO}_4]_{1-x}[\text{OH}]_{4x}$
Umohoite — $\text{UO}_2[\text{MoO}_4] \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
Moluranite —
 $\text{UO}_2 \cdot 2\text{UO}_3 \cdot 5\text{MoO}_3 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$?
Irginite — $\text{UO}_3 \cdot 2\text{MoO}_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
Brannérite — $(\text{U}, \text{Ca}, \text{Fe}, \text{Y}, \text{Th})_3\text{Ti}_5\text{O}_{10}$?
Nenadkévite —
 $(\text{U}, \text{Y}, \text{Ce}, \text{Th})\text{U}(\text{Ca}, \text{Mg}, \text{Pb})\text{SiO}_4[\text{OH}]_4$?

VANADIUM

Patronite — VS_2 ?
Sulvanite — Cu_3VS_4
Colusite — $\text{Cu}_3(\text{As}, \text{Sn}, \text{V})\text{S}_4$
Coulsonite — $(\text{Fe}, \text{V})_3\text{O}_4$
Titanomagnétite (vanadifère) —
 $(\text{Fe}, \text{Ti})_3\text{O}_4$
Minasragrite — $\text{V}_2\text{O}_4 \cdot \text{SO}_4 \cdot 16\text{H}_2\text{O}$
Puchérte — BiVO_4
Vanadinite — $\text{Pb}_5[\text{VO}_4]_3\text{Cl}$
Descloisite — $(\text{Zn}, \text{Cu})\text{Pb}[\text{VO}_4][\text{OH}]$
Cuprodescloisite —
 $(\text{Cu}, \text{Zn})\text{Pb}[\text{VO}_4][\text{OH}]$
Volborthite — $\text{CuCa}[\text{VO}_4][\text{OH}]$
Brackebuschite —
 $\text{Pb}_2(\text{Mn}, \text{Fe})[\text{VO}_4]_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$
Pyrobélonite — $\text{MnPb}[\text{VO}_4][\text{OH}]$
Turanite — $\text{Cu}_5[\text{VO}_4]_2[\text{OH}]_4$
Uzbékite — $\text{Cu}_3[\text{VO}_4]_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
Carnotite — $\text{K}_2[\text{UO}_2]_2[\text{VO}_4]_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
Fervanite — $\text{Fe}[\text{VO}_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Rossite — $\text{CaV}_2\text{O}_6 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
Métarossite — $\text{CaV}_2\text{O}_6 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Corvusite — $\text{V}^{IV}\text{V}_6\text{O}_{17} \cdot n\text{H}_2\text{O}$
Roscoélite — $\text{KV}_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}][\text{OH}]_2$
Navajaïte — $\text{V}_2\text{O}_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$

YTTRIUM ET TERRES RARES (groupe du cérium)

Cérianite — CeO_2
Fluocérite — $(\text{La}, \text{Ce} \dots)\text{F}_3$
Yttrocérite — $(\text{Ca}, \text{Y}, \text{Ce})\text{F}_{2-3}$
Yttrofluorite — $(\text{Ca}, \text{Y})\text{F}_{2-3}$
Yttrocalcite — $(\text{Ca}, \text{Y})\text{F}_{2-3}$
Knopite — $(\text{Ca}, \text{Ce}) (\text{Ti}, \text{Fe})\text{O}_3$
Dysanallyte —
 $(\text{Ca}, \text{Ce}, \text{Na}) (\text{Ti}, \text{Fe}, \text{Nb})\text{O}_3$
Loparite — $(\text{Na}, \text{Ce}, \text{Ca} \dots) (\text{Nb}, \text{Ti})\text{O}_3$
Pyrochlore — $(\text{Na}, \text{Ca}, \text{Ce} \dots)_2\text{Nb}_2\text{O}_6\text{F}$
Fergusonite —
 $(\text{Y}, \text{Er}, \text{Ce} \dots) (\text{Nb}, \text{Ta}, \text{Ti})\text{O}_4$
Formanite — $(\text{Y}, \text{Er}, \text{Ca} \dots) (\text{Ta}, \text{Nb})\text{O}_4$
Fersmite —
 $(\text{Ca}, \text{Ce}) (\text{Nb}, \text{Ti}, \text{Fe}, \text{Al})_2(\text{O}, \text{OH}, \text{F})_6$

Euxénite —
 $(Y, Ce, Ca...) (Nb, Ta, Ti)_2O_6$
Polycrase —
 $(Y, Ce, Ca...) (Ti, Nb, Ta)_2O_6$
Eschynite — $(Ce, Ca, Th) (Ti, Nb)_2O_6$
Priorite — $(Y, Er, Ca, Th) (Ti, Nb)_2O_6$
Khlopinite —
 $(Y, U, Th) (Nb, Ti, Fe)_2O_6?$
Samarskite — $(Y, Er...)_4 (Nb, Ta)_6O_{21}$
Yttrotantalite —
 $(Fe, Y, U...)_4 (Ta, Nb)_6O_{21}?$
Bastnæsité — $(Ce, La...) [CO_3]F$
Synchysite — $Ca(Ce, La...) [CO_3]_2F$
Parisite — $Ca(Ce, La...) [CO_3]_2F_2$
Cordylite — $Ba(Ce, La...) [CO_3]_2F$
Ambatoarinite —
 $Sr(Ce, La...) [CO_3]_2O$
Ancylite —
 $Sr_2(Ce, La...) [CO_3]_7[OH]_4 \cdot 3H_2O$
Lantanite —
 $(La, Pr, Ce...) [CO_3]_3 \cdot 8H_2O$
Tengérite — $Y_3Ca [CO_3]_4[OH]_3 \cdot 3H_2O$
Monazite — $(Ce, La...) PO_4$
Xénotime — YPO_4
Abukumalite —
 $(Y, Ca, Th)_{10} [PO_4, SiO_4, AlO_4]_6 [F, O]$
Britholite —
 $(Ce, Ca, Na)_5 [SiO_4, PO_4]_3 [F, OH]$
Florentite — $CeAl_3 [PO_4]_2 [OH]_6$
Churchite — $(Ce, Ca) PO_4 \cdot 2H_2O?$
Weinschenkite — $(Y, Er) PO_4 \cdot 2H_2O$
Hagatolite — variété de zircon à Th.
Yttrotitanite — $(Ca, Y, Ce) Ti [SiO_4] O$
Törnebohmité —
 $(Ce, La...) [SiO_4]_2 [OH]$
Lessingite —
 $Ca(Ce, Y, La)_4 [SiO_4]_3 [OH, F]_4$
Rinkolite —
 $(Ca, Na, Ce)_7 Ti [SiO_4]_4 [F, OH]_2?$
Thalénite — $Y_2Si_2O_7$
Thortveitite — $(Sc, Y)_2Si_2O_7$
Yttrialite — $(Y, Th)_2Si_2O_7$
Cérite — $(Ce, Y, Pr...) Si_2O_7 \cdot H_2O$
Rowlandite — $(Y, Ce, La)_4 Fe [Si_2O_7]_2 F_2$
Cénosite —
 $Ca_2(Ce, Y)_2Si_4O_{12} [CO_3] \cdot H_2O$
Orthite —
 $(Ca, Ce)_2(Al, Fe) Si_3O_{12} [O, OH]$
Nagatélite —
 $(Ca, Ce)_2(Al, Fe)_3 (Si, P)_3O_{12} [O, OH]$

Magnésioorthite —
 $(Ca, Ce)_2 Mg_2 AlSi_3O_{10} [O, F, OH]_3$

ZINC

Blende (sphalérite) — ZnS
Wurtzite — ZnS
Styléite — $ZnSe$
Zincite — ZnO
Gahnite — $ZnAl_2O_4$
Franklinite — $(Zn, Mn) Fe_2O_4$
Hétaérolite (hétairite) — $ZnMn_2O_4$
Chalcophanite — $(Mn, Zn) Mn_2O_5 \cdot 2H_2O$
Smithsonite — $ZnCO_3$
Monheimite — $(Zn, Fe) CO_3$
Hydrozincite — $Zn_5 [CO_3]_2 [OH]_6$
Goslarite — $ZnSO_4 \cdot 7H_2O$
Zinc-chalcanthite —
 $(Zn, Cu) SO_4 \cdot 5H_2O$
Zincaluminite —
 $Zn_3Al_3 [SO_4] [OH]_{13} \cdot H_2O$
Adamite — $Zn_2 [AsO_4] [OH]$
Tarbuttite — $Zn_2 [PO_4] [OH]$
Descloizite — $(Zn, Cu) Pb [VO_4] [OH]$
Kœttigite — $Zn_3 [AsO_4]_2 \cdot 8H_2O$
Legrandite — $Zn_3 [AsO_4]_2 \cdot 3H_2O$
Hopéite — $Zn_3 [PO_4]_2 \cdot 4H_2O$
Parahopéite — $Zn_3 [PO_4]_2 \cdot 4H_2O$
Willémite — Zn_2SiO_4
Hodgkinsonite — $Zn_2Mn [SiO_4] [OH]_2$
Calamine — $Zn_4Si_2O_7 [OH]_2 \cdot H_2O$
Clinohédrite —
 $Zn_2Ca_2Si_2O_7 [OH]_2 \cdot H_2O$
Hardystonite — $Ca_2ZnSi_2O_7$
Sanconite — $Zn_3 [Si_4O_{10}] [OH]_6 \cdot nH_2O$

ZIRCONIUM

Baddeleyite — ZrO_2
Zircon — $ZrSiO_4$
Zirkélite — $(Ca, Fe, Th)_2 (Ti, Zr)_2O_3$
Guarinite (hiordahlite) —
 $Ca_2NaZr [SiO_4]_2F$
Eudialyte —
 $Na_4Ca_2ZrSi_6O_{17} (O, OH, Cl)?$
Elpidite — $Na_2ZrSi_6O_{12} [OH]_6$
Cataplélite — $Na_2Zr [Si_3O_9] \cdot 2H_2O$

Comme impureté isomorphe, le zirconium entre également dans la composition d'autres silicates complexes que l'on rencontre dans les roches ignées basiques, ainsi que dans des oxydes complexes du groupe pyrochlore — fergusonite — euxénite — samarskite.

INDEX

A

- Abukumalite 721
- Acanthite 202
- Achirite 545
- Acmite, var. 561
- Actinolite 567
- Adamite 721
- Adsorption 53
- Adulaire, var. 640
- Ægirine 560
- Ægirine-augite, var. 560
- Æschynite 342
- Agate 355
- Agrégation, état d' 37
- Agrégats de minéraux 118
 - grenus 119
 - monogènes 119
 - polygènes 119
- Aguilarite 718
- Aigue-marine 541
- Aikinite 264
- Alabandite 716
- Alamosite 718
- Alaskaïte 712
- Albite 636
- Alexandrite 322
- Allanite (ortite) 537
- Allemontite 712
- Allochromatisme 76
- Allopalladium 717
- Allophane 623
- Almandine 520
- Allaite 715
- Aluns 445
- Alun potassique 445
- Alun sodique 446
- Alumochromite 318
- Alunite 443
- Alvite, var. 499
- Amalgame d'argent 712
- Amazonite 462
- Amblygonite 469
- Amésite 596
- Améthyste 355
- Amiante, var. 567
- Amphiboles 564
- Amygdale 122
- Analcime 649
- Analyse aux rayons X 97
 - chimique 103
 - cristallochimique 97
 - par luminescence 106
 - radiochimique 106
 - spectrale 106
 - thermique 101
- Anatase 328
- Ancylite 715
- Andalousite 515
- Andésine 635
- Andradite 520
- Ankérite 403
- Annabergite 471
- Anneaux de Liesegang 127
- Anorthite 635
- Anorthose 643
- Anthophyllite 571
- Antigorite 607
- Antimoine natif 712
- Antimonite (stibine) 233
- Apatite 460
- Apophyllite 718
- Aragonite 397
- Arandisite 715
- Arfvedsonite 570
- Argent antimonial 168
- Argent cuprifère 168
- Argent natif 168
- Argentite 202
- Argentojarosite 712
- Argyrodite 712
- Arsenic natif 181
- Arsénoclasite 716
- Arsénolite 712
- Arsénopyrite 253
- Artinite 716
- Asbeste 608
- Asbolane 714
- Ascharite 480
- Aspect des cristaux 164

Astrophyllite 532
 Atacamite 714
 Atélestite 713
 Auerlite, var. 502
 Augite 558
 Austrobitite 717
 Autunite, var. 475
 Avanturine, var. 355, 637
 Axinite 529
 Azurite 417

B

Baddeleyite 721
 Bagrationite (orthite) 538
 Baikalite, var. 557
 Bandyite 715
 Barylite 713
 Barysilite 718
 Baryte 712
 Barytocalcite 712
 Barytocélestine, var. 425
 Bassetite 716
 Bastnæsité 721
 Baumhauérite 717
 Bavenite 713
 Becquerelite 716
 Beegérite 713, 718
 Beidellite 627
 Bélovite-arséniate 713
 Benjaminite 713
 Benitoite 715
 Bertholite (bournonite) 263
 Bertrandite 712
 Béryl 540
 Beryllonite 718
 Berzélianite 718
 Beudantite 718
 Biébérite 714
 Biotite 587
 Bischofite 715
 Bismuth 182
 Bismuthine 236
 Bismutho-aurite 169
 Bismuthinite 236
 Bixbyite 716
 Blende (sphalérite) 206
 Bobierite 716
 Bøhmite 369
 Boort 190
 Boothite 714
 Boracite 481
 Borax 482
 Bornhardyite 714
 Bornite 225
 Boronatrocalcite 483
 Boulangérite 268
 Bournonite 263

Brackebuschite 720
 Braggerite 220
 Brannérite 720
 Braunite 311
 Bravoite 717
 Breithauptite 717
 Brewstérite 719
 Britholite 721
 Brochantite 714
 Bromellite 712
 Bromyrite 712
 Bronzite, var. 562
 Brookite 327
 Brucite 364
 Bunsénite 717
 Bustamite 716
 Bytownite 635

C

Cabrérite 717
 Calamine 533
 Calaverite 717, 719
 Calcédoine 354, 355
 Calcioboryte 713
 Calcite 390
 Calomel 717
 Cancrinite 658
 — carbonatée 658
 — sulfatée 658
 Canfieldite 712
 Caractères distinctifs 165 et suiv.
 — typomorphiques 132
 Carbonado 190
 Carnallite 286
 Carnotite 477
 Carrollite 714
 Cassitérite 329
 Catapléite 718
 Cattiérite 714
 Célestine 425
 Celsian 645
 Cénosite 724
 Cérargyrite 287
 Cérianite 721
 Cérite 721
 Cérusite 409
 Cervantite 712
 Chabasie (chabasite) 661
 Chalcantite 442
 Chalcosine 199
 Chalcoménite 718
 Chalcophanite 721
 Chalcophyllite 715
 Chalcopyrite 221
 Chalcosidérite 714
 Chalcostibite 714
 Chamosite 600
 Chiasolite, var. 516

Chillagite 720
 Chloanthite 256
 Chlorapatite 461
 Chlorites 595
 Chloritoïde 595
 Chloropale 629
 Chlorospinelle 313
 Chondrodite 716
 Chromdiopside 556
 Chromites 318
 Chromomagnétite 315
 Chromopicotite 318
 Chromospinelles 318
 Chrysobéryl 322
 Chrysocolle 546
 Chrysolite (olivine) 504
 Chrysotile-asbeste 608
 Churchite 721
 Cinabre 241
 Citrine, var. 355
 Clarkéite 720
 Clarke 29
 Claudéite 712
 Clausthalite 717
 Cléiophane, var. 206
 Clévéite 344
 Clinocllore 599
 Clinoclasite 714
 Clinohédrite 721
 Clinohumite 716
 Clivage 84
 Cobaltine 249
 Cobaltocre (érythrine) 472
 Cobaltopyrite 242
 Cobaltsmithsonite 714
 Coffinite 720
 Colemanite 485
 Colloïde 45 et suiv.
 Collogels 45
 Collosols 45
 Coloradoïte 716
 Columbite 332
 Colusite 715, 720
 Composés aqueux 61
 — binaires 57
 — simples 56
 Composition variable 55
 Concrétion 122
 Connarite 717
 Cookéite 715
 Coopérite 220
 Coquimbite 715
 Cordiérite 544
 Cordylite 721
 Corindon 303
 Corkite 718
 Coronadite 716
 Corps amorphes 39

— métamictes 44
 Corvusite 720
 Cosalite 713
 Colunnite 718
 Couleur 74, 78, 79
 Coulsonite 720
 Covelline 227
 Crednérite 716
 Cristal de roche 355
 Cristallisation accumulative 55
 Cristallolsols 51
 Cristobalite 360
 Crocoïse 447
 Cryolithe 278
 Cryolithionite 715
 Cryptomélane 716
 Cubanite 227
 Cuivre aurifère 164
 Cuivres gris 261
 Cuivre natif 165
 Cummingtonite 716
 Cuprite 300
 Cuprosklodowskite 720
 Cuproscheelite 452
 Curite 720
 Cyanite (disthène) 513
 Cyanotrichite 714
 Cyindrite 715
 Cyrtolite, var. 499

D

Danaïte, var. 253
 Danalite 713
 Danburite 713
 Datolite 530
 Daubrééite 713
 Décomposition des minéraux 117
 Delafossite 714
 Demantoïde, var. 520
 Démidovite, var. 546
 Dendrites 114
 Densité (poids spécifique) 89
 Descloizite 720, 721
 Desmine 666
 Dewindtite 720
 Diallage, var. 559
 Dialogite (rhodochrosite) 405
 Diamant 190
 Diaspore 372
 Dichroïte (cordiérite) 544
 Dickite 617
 Digénite 200
 Dihydrite 714
 Dinérite 717
 Diopside 556
 Dioptase (achirite) 545
 Disséminations 141

Disthène 513
 Dolérophanite 714
 Dolomite 401
 Domeykite 714
 Dravite, var. 548
 Druse (géode) 119
 Ductilité 89
 Dumontite 720
 Dumortierite 711
 Durdénite (emmonsite) 719
 Dureté 86
 Dysanalyte 721
 Dyserasite 712

E

Eau libre 63
 — liée 62
 — colloïdale 63
 — hygroskopique 64
 — zéolitique 63
 Eclat 80
 Efflorescences 126
 Egglestonite 717
 Ehlite 714
 Elbaïte, var. 548
 Electrum 172
 Éléments chalcophiles 28
 — lithophiles 28
 — sidérophiles 28
 Éléolite 652
 Elpidite 718, 721
 Embolite 712
 Émeraude 541
 Emmonsite (durdénite) 719
 Emplectite 713, 714
 Enargite 262
 Enduits 125
 Enstatite 562
 Epididymite 712
 Epidote 536
 Epsomite 439
 Érémejevite (jeremejewite) 713
 Erinite 714
 Erubescite (bornite) 225
 Erythrine (érythrite) 472
 Erythrozincite, var. 210
 Essonite, var. 520
 Espèces définies 56
 Espèces minérales et variétés 159
 État d'aggrégation des minéraux 37
 Études au microscope électronique 108
 Eucaïrite 718
 Euclase 712
 Euclite 547
 Eucryptite 715
 Eudialyte 547

Eudidymite 712
 Eulytine 713
 Euxénite 721

F

Faciès 147
 Famatinite 712, 714
 Fayalite 507
 Fausses solutions solides 61
 Fédorovite 558
 Feldspaths 633
 Ferbérîte 449
 Ferghanite 720
 Fergusonite 721
 Fer natif 172
 Ferrihalloysite 715
 Ferrimolybdite 455
 Ferrimontmorillonite, var. 629
 Ferrisymplesite 712
 Ferrite (fer natif) 172
 Ferrobrucite 364
 Ferrocobaltine 249
 Ferroplatine 717
 Ferroséélite 718
 Ferrotennantite 260
 Ferrotétraédrite 260
 Ferrothorite 502
 Ferrotungstite 455
 Fersmite 721
 Fervanite 720
 Fibroferrite 715
 Filon de type alpin 151
 Florencite 721
 Floss-ferri (fleur de fer) 397
 Fluoborite 716
 Fluocérite 721
 Fluorapatite 461
 Fluorine 275
 Forbésite 714, 717
 Formanite 721
 Formes des cristaux 65
 Forstérite 503
 Fourmariérite 720
 Franckéite 715
 Franklinite 322
 Freibergite, var. 260
 Frémontite 715
 Fritschéite 720
 Fuchsite 589

G

Gadolinite 712
 Gahnite 321
 Galène 203
 — bismuthifère 713
 — sélénifère 204

Galénobismuthite 713, 718
 Gallite 715
 Garniérite 620
 Garniérite-halloysite 622
 Garrelsite 713
 Geikiélite 716
 Gels 45
 Génération des minéraux 118
 Géode 122
 Germanite 715
 Gersdorffite 250
 Gibbsite (hydrargillite) 366
 Gîtes métasomatiques 141
 Glace 296
 Gladite 713
 Glaubérite 718
 Glaucodot 253
 Glaucolite, var. 645
 Glauconie 645
 Glaucophane 570
 Glaucopyrite 252
 Gœthite 374
 Goongarrite 713, 718
 Goslarite 721
 Goyazite 719
 Graftonite 715
 Graphite 192
 Greenockite 211
 Grenat 520
 Grossulaire 520
 Grunérite 715
 Guanajuatite 713
 Guarinite 721
 Gudmundite 712
 Gummite (mixture) 347
 Gypse 431

H

Habitus des cristaux 66
 Hagatalite 499
 Haloïdes (halogénures) 271
 Halite (sel gemme) 280
 Halloysite 619
 Halotrichite 446
 Hambergite 712
 Hammarite 713
 Hardystonite 721
 Harmotome 665
 Hauérite 716
 Hawleyite 713
 Hausmannite 320
 Häuÿne 656
 Heazlewoodite 717
 Hedenbergite 558
 Héliodor 541
 Helvine 656
 Hématite 306

Hémimorphite (calamine) 533
 Herdérite 712
 Herzenbergite 715
 Hessite 712
 Hessonite (essonite) 520
 Hétaerolite 721
 Heulandite 664
 Hexahydrate 440
 Hodgkinsonite 721
 Høeghtvéilite 499
 Hollandite 716
 Hopéite 721
 Hornblende 568
 Huebnérite 449
 Hulsite 715
 Humite 716
 Hussakite 460
 Hutchinsonite 719
 Hyacinthe (zircon) 498
 Hyalite (opale) 361
 Hyalophanes 644
 Hydrargillite (gibbsite) 366
 Hydroboracite 484
 Hydrocérusite 718
 Hydrogels 51
 Hydrogœthite 374
 Hydrohématalite 306
 Hydrolépidocrocite 370
 Hydromagnésite 716
 Hydromanganite 377
 Hydromicas 602
 Hydromuscovite 602
 Hydrophane (opale) 361
 Hydrosols 46
 Hydrotalcite 716
 Hydrozincite 721
 Hypersthène 563

I

Ianthinite 720
 Idiochromatisme 75
 Illite 602
 Ilménite 309
 Ilménorutile 717
 Ilsemanite 717
 Ilvaite 539
 Inclusions gazeuses et liquides 115
 Inderborite 713
 Indérite 713
 Indicolite, var. 550
 Indice de réfraction 80
 Inyoïte 713
 Iodyrite 712
 Iodobromite (iodembolite) 712
 Iolite (cordiérite) 544
 Iridosmine (syssertskite) 180
 Isomorphisme hétérovalent 59
 — isovalent 58

J

Jacobsite 716
Jadéite 560
Jalpaïte 712
Jamesonite 269
Jarosite 444
Jeremejewite (éremeyevite) 713
Johannite 720
Jordanite 718

K

Kaïnite 438
Kaliborite 718
Kalicinite 718
Kammérérite 598
Kaolinite 613
Karpinskyite 713
Kasolite 720
Kentrolite 718
Kermésite 712
Kersténite 718
Kiesérite 440
Klaprotholite 713, 714
Klockmannite 718
Knopite 337
Køttingite 721
Kotoïte 716
Kotschubéite, var. 599
Kournakovite 713
Krennérite 717, 719
Kustéllite 168

L

Labrador 637
Lamprophyllite 531
Langbeinite 718
Langite 714
Lantanite 721
Lantanoïdes 30-31
Larnite 713
Larsénite 718
Lauéite 716
Laurite 717
Lawrovite 556
Lazurite 657
Leadhillite 718
Legrandite 721
Léonite 718
Lépidocrocite 370
Lépidolite 592
Lépidomélane 715
Leptochlorite 596
Lessingite 721
Leuchtenbergite 599
Leucite 648
Leucophanite 713
Leucosaphir 305
Liants 126

Libéthénite 714
Liévrite (ilvaïte) 538
Lillianite 713, 718
Limonite 374
Lindgrenite 714
Lindströmite 713
Linnéite 714
Lithiophilite 469
Livingstonite 717
Löllingite 251
Loparite 338
Lorandite 719
Lotrite (pumpellyte) 714
Ludwigite 713, 716

M

Mackintoshite, var. 502
Maghémite 315
Magnésioferrite 716
Magnésioorthite 721
Magnésite 716
Magnétisme 91
Magnérite (oxyde magnétique) 315
Magnomagnérite 715
Magnochromite 318
Malachite 415
Malacon, var. 499
Mallardite 716
Manganapatite 716
Manganite 377
Manganobrucite, var. 364
Manganocalcite 716
Manganosite 716
Marcassite 245
Margarite 594
Marialite 645
Marmatite 206
Martite 306
Massicot 718
Matildite 712, 713
Mauchérite 717
Miersite 712
Méionite 645
Mélaconite 302
Melanotékite 718
Mélantérite 441
Melnikovite, var. 241
Melonite 717, 719
Mendipite 718
Meneghinite 718
Mercure natif 716
Mésodialyte 547
Métacolloïdes 55
Métacristaux 116
Métamorphisme de contact 139
— régional 148
Métarossite 720
Métasomatose 116

Métacinabarite (métacinabre) 211
 Métatorbernite 474, 720
 Métazeunérite 720
 Meymacite (tungstite) 449
 Miargyrite 712
 Micas 582
 Microcline 641
 Microlite 717
 Milarite 713
 Milieu dispersant 45
 Millérite 218
 Mimétèse 466
 Minasgarite 720
 Minéraux endogènes 133
 — exogènes 133
 Minium 718
 Mirabilite (sel de Glauber) 437
 Molybdénite 238
 Moluranite 720
 Monazite 458
 Monothermite 602
 Montanite 719
 Montéponite 713
 Montmorillonite 627
 Montroydite 717
 Morenosite 717
 Morion 355
 Morphotropie (modification de forme) 42
 Mossite 717
 Murmanite 719
 Muscovite 589

N

Nacrite 618
 Nagite 499
 Nagatérite 721
 Nagyagite 717
 Nasturan (pechblende) 345
 Natrolite 662
 Natron (natrum) 418
 Natronite (nitratine) 388
 Natrophyllite 716
 Naumannite 712
 Navajaïte 720
 Nenadkévite 720
 Néphéline 652
 Néphrite, var. 566
 Népouite (rewdanskite) 610
 Newjanskite 179
 Nickéline 216
 Nickelocro (annabergite) 471
 Nitre (salpêtre) 389
 Nontronite 629
 Norbergite 716
 Nordanskiöldite 715
 Noséane 655
 Nouméite (garniérite) 620

O

Olivénite 714
 Olivine 504
 Onyx (agate) 355
 Oolites 125
 Opale 360
 Ophite 606
 Or bismutheux 169
 Or cuprifère 169
 Or natif 169, 717
 Orangite, var. 502
 Orpiment 229
 Orthite 537
 Orthose 640
 Osmiridium (newjanskite) 179
 Otavite 713
 Ouralite 560
 Ouwarovite 520
 Oyamalite 499

P

Palladite 717
 Palladium 717
 Palygorskite 612
 Pandermite 485
 Paragenèse des minéraux 129
 Parahopéite 721
 Parisite 413
 Parsonsite 720
 Patrinite (aïkinite) 264
 Patronite 720
 Pavonite 713
 Pearceite 712
 Pechblende (nasturan) 345
 Pegmatites 137
 Pennine 598
 Penfieldite 718
 Pentlandite 219
 Peptisation 53
 Périclase 715
 Péridot (olivine) 504
 Perle 398
 Pérovskite 337
 Pétalite 715
 Petzite 712, 717
 Pharmacosidérite 712
 Phase dispersée 45
 — métastable 43
 Phénacite 509
 Phillipsite 665
 Phlogopite 583
 Phœnicochroïte 714
 Phosgénite 718
 Phosphorites 463
 Phosphosidérite 715
 Phosphuranylite 720
 Piémontite 716

Pierre de lune 637
 Pierre de soleil (avanturine) 637
 Pilolite 612
 Pinnoïte 716
 Pitticite 473
 Placers 145
 Plagioclases 636
 Plagionite 718
 Platine 717
 Platine iridié 175
 Platine natif 172
 Platine nickélifère 175
 Platine palladié 173, 175, 717
 Platine rhodié 175
 Platinite 718
 Plumbosferrite 718
 Plinianite 334
 Pollucite (pollux) 650
 Polyargyrite 712
 Polybasite 712
 Polycrase 721
 Polydymite 717
 Polyhalite 438
 Polymorphisme 40
 Polyxène 175
 Porpézite 169
 Potarite 717
 Powellite 451
 Prase, var. 355
 Prehnite 539
 Pricéite (pandermite) 485
 Principe de sélection géométrique 122
 Pribramite 206
 Priorite 721
 Prochlorite 600
 Proustite 266
 Processus d'altération 142
 Processus endogènes 134
 — exogènes 142
 — hydrothermaux 140
 — magmatiques 135
 — pneumatolytiques 139
 — sédimentaires 144
 Pseudochromatisme 77
 Pseudomalachite 714
 Pseudomorphose 116
 Pseudoolithe 125
 Silomélane 379
 Tschérnite 713
 Tumpellyite (lotrite) 714
 Turpurite 716
 Turargyrite 267
 Tyrite 242
 Tyroaurite 716
 Tyrohélonite 720
 Tyrochlore 340
 Tyrochroïte 716
 Tyrolusite 334
 Tyromorphite 465

Pyrope 520
 Pyrophanite 719
 Pyrophyllite 580
 Pyrostilpnite 712
 Pyroxènes 555
 Pyroxmangite 716
 Pyrrothine 214

Q

Quartz 351
 Quartz enfumé 355
 Quartzine 353
 Quenselite 718

R

Ramsayite 719
 Rammelsbergite 717
 Ranciéite 716
 Rashleigite, var. 477
 Raspite 720
 Rauvite 720
 Réalgar 231
 Recristallisation des gels 54
 Reddingite 716
 Reedmergnérite 713
 Renardite 720
 Retgersite 717
 Rewdanskite 610
 Rezbanyite 713
 Rhodizite 714
 Rhodochrome, var. 598
 Rhodochrosite 405
 Rhodonite 573
 Riebeckite 719
 Rinkolite 530
 Roches effusives 135
 — éruptives semi-acides 135
 Roches ignées acides 135
 — — basiques 135
 — — ultrabasiqes 135
 Roches intrusives 135
 Roemerite 715
 Romanéchite 716
 Rooseveltite 713
 Rosasite 714
 Roscoélite 720
 Rossite 720
 Rowlandite 721
 Rubellite 550
 Rubis 305
 Ruby mica (lépidocrocite) 370
 Russellite 713
 Rutherfordite 720
 Rutile 324

S

Safflorite 714
 Sakiite (hexahydrate) 440
 Saléeite 720

- Salite (hedenbergite) 558
 Samarskite 343
 Sanidine 639
 Sanguine (hématite) 306
 Saphir 305
 Saponite 716
 Sartorite 717
 Sassoline 369
 Sauconite 721
 Saussurite (zoïsité) 535
 Scapolite 645
 Scheelite 452
 Schirmérite 712, 713
 Schoenite 718
 Schoepite 720
 Schncebergite 712
 Schorlomite, var. 520
 Schroeckingerite (dakéite) 720
 Schuchardtite 717
 Schungite 192
 Scolécite 663
 Scorodite 472
 Secrétions 122
 Sédiments chimiques 145
 — colloïdaux 145
 — cristallins 145
 — mécaniques 145
 — organiques (organogènes) 145
 Seligmannite 714
 Sellaïte 715
 Semseyite 718
 Sénarmontite 712
 Sengierite 720
 Sépiolite 716
 Serendibite 713
 Séricite, var. 589
 Serpentine 606
 Sharpite 720
 Sicklérîte 715
 Sidérite (sidérose) 403
 Sillenite 713
 Sillimanite 517
 Silvanite 717, 719
 Skarns 139
 Sklodowskite 720
 Skuttérudite 256
 Smaltite 256
 Smithite 712, 715
 Smithsonite 407
 Sodalite 654
 Soddyite 720
 Solfatarite (alun sodique) 446
 Solutions solides vraies 60
 Sperillyte 248
 Spessartine 520
 Sphalérite (blende) 206
 Sphène 526
 Sphérocobaltite 714
 Spinelle 313
 Spodumène 561
 Stainiérîte 714
 Stalactites 125
 Stalagmites 125
 Stannine 224
 Stannopalladinite 715
 Staurolite 518
 Stéphanite 268
 Sternbergite 712
 Stewartite 716
 Stibiocolumbite 717
 Stibiopalladinite 717
 Stibiotantalite 717
 Stibine (antimonite) 233
 Stichtite 714
 Stilbite (desmine) 666
 Stokésite 715
 Stolzite 720
 Strengite 715
 Stromeyérite 712
 Strontianite 719
 Strontianapatite 719
 Styléite 721
 Sulfoborite 716
 Sulvanite 714, 720
 Sussexite 716
 Svanbergite 719
 Swedenborgite 712
 Sylvine 284
 Symplésite 712
 Synchronite 721
 Syssertskite 180
 Szaibélyite (ascharite) 480
 Szmikite 716

T

- Tachydrîte 715
 Taguillite 714
 Talc 578
 Tantalite 332, 717
 Tapiolite 717
 Tarbuttite 721
 Taylorite 718
 Teallite 715
 Teinéite 719
 Tellure natif 719
 Tellure sélénifère 719
 Tellurobismuthite 719
 Tengérite 721
 Tennantite 260
 Ténorite 302
 Téphroïte (boyalite) 507
 Terlinguaïte 717
 Tétradymite 237
 Tétradrîte 260
 Thalénite 721
 Thénardite 436

Thoreaulite 717
 Thorianite 719
 Thorite 502
 Thorogummite, var. 502
 Thortveitite 721
 Thuringite 601
 Tiemannite 716
 Titanaugite, var. 559
 Titanite (sphène) 526
 Titanomagnétite 315
 Topaze 511
 Torbernite 474, 720
 Törnebohmite 721
 Tourite 375
 Tourmaline 548
 Transitions énantiotropiques 43
 — monotropiques 43
 Trechmanite 712
 Trémolite 566
 Trévorite 717
 Tridymite 359
 Trimérite 713
 Triphylite 715
 Triplite 469
 Trøgerite 720
 Trogtalite 714
 Trona 718
 Tungomélane, var. 379
 Tungsténite 719
 Tungstite (meymacite) 719
 Turanite 714, 720
 Turquoise 477
 Tyrolite 714
 Tyuyamunite 475

U

Ulexite (boronatrocalcite) 483
 Ullmannite 712, 717
 Umohoïte 720
 Uraninite 344, 720
 Uranocircite 720
 Uranopilite 720
 Uranospathite 720
 Uranosphérite 720
 Uranospinite 720
 Uranothalite 720
 Uranothorite, var. 502, 720
 Uranotile 720
 Urgite 720
 Utahite (jarosite) 444
 Uvanite 720
 Uzbékite 720

V

Valentinite 712
 Vanadinite 467
 Vandenbrandéite 720

Vauquellnite (laxmanite) 714
 Vermiculite 603
 Vernadite 716
 Vernadskite 714
 Vernis 126
 Vesuvianite 524
 Villiaumite 718
 Viluite (vesuvianite) 524
 Vinogradovite 719
 Violarite 717
 Viridine, var. 515
 Vischnewite (cancrinite) 658
 Vivianite 470
 Voglite 720
 Volborthite 714, 720
 Vorobiéville (béryl) 541
 Vrbaité 719

W

Wagnérite 716
 Walpurgite 720
 Warwickite 713
 Weinschenkite 721
 Willémité 508
 Withérite 412
 Wittichénite 713, 714
 Wittite 718
 Wolframite 449
 Wollastonite 571
 Wulfénite 454
 Würtzite 210

X

Xénotime 460

Y

Yttrialite 721
 Yttrocalcite 721
 Yttrocérite 721
 Yttrofluorite 721
 Yttroorthite, var. 537
 Yttrotantalite 721
 Yttrotitanite, var. 526, 721

Z

Zandbergite, var. 260
 Zaratite 717
 Zéolites 659
 Zeunérite 720
 Zincaluminite 721
 Zinc-chalcantite, var. 721
 Zincite 721
 Zinnwaldite 593
 Zippéite 720
 Zircon 498
 Zirkéllite 721
 Zoisite (saussurite) 535
 Zone d'enrichissement secondaire 143

TABLE DES MATIÈRES

Préface	5
GÉNÉRALITÉS	
Introduction	9
Minéralogie et notion de minéral	9
Principaux épisodes de l'Histoire de la minéralogie	11
Importance des minéraux et des études minéralogiques pour l'industrie	23
<i>Chapitre premier. L'écorce terrestre et sa composition</i>	27
<i>Chapitre II. Propriétés des minéraux</i>	36
1. Généralités	36
2. Caractéristiques chimiques et formules des minéraux	55
3. Propriétés physiques des minéraux	64
Caractéristiques morphologiques des minéraux	65
Transparence	72
Couleur des minéraux	74
Couleur de la trace	79
Eclat et indice de réfraction	80
Clivage et cassure	83
Dureté	86
Fragilité, malléabilité et ductilité, élasticité	89
Poids spécifique (densité)	89
Magnétisme	91
Radioactivité	92
Autres propriétés des minéraux	95
<i>Chapitre III. Des méthodes de recherches détaillées en minéralogie</i>	96
<i>Chapitre IV. Formation des minéraux dans la nature</i>	111
1. Généralités	111
2. Processus géologiques de formation des minéraux	133
Processus endogènes de formation des minéraux	134
Processus exogènes de formation des minéraux	142
Le métamorphisme régional et les processus de formation des minéraux qu'il engendre	148

PARTIE DESCRIPTIVE

Classification des minéraux	155
Division I. Éléments natifs et combinaisons intermétalliques	161
1. Groupe de l'or	164
2. Groupe fer — platine	172
3. Groupe de l'osmium — ruthénium (de l'iridosmine)	178
4. Groupe des semi-métaux	181
5. Groupe du soufre	184
6. Groupe du carbone	187
Division II. Sulfures, sulfosels et composés analogues	195
<i>Classe 1. Sulfures simples et composés analogues</i>	199
1. Groupe de la chalcosine	199
2. Groupe de la galène	203
3. Groupe de la sphalérite (blende)	206
4. Groupe de la pyrrhotine	213
5. Groupe de la chalcopyrite	221
6. Groupe de la covelline	227
7. Groupe de l'orpiment	229
8. Groupe de la stibine	233
9. Groupe de la molybdénite	238
10. Groupe de la pyrite	241
11. Groupe de la skuttérudite	255
<i>Classe 2. Sulfosels</i>	258
1. Groupe de la tétraédrite	259
2. Groupe de l'énargite	262
3. Groupe de la bournonite	263
4. Groupe de la proustite	265
5. Sulfosels de plomb	268
Division III. Composés haloïdes (halogénures).	271
<i>Classe 1. Fluorures</i>	274
<i>Classe 2. Chlorures, bromures et iodures</i>	279
1. Groupe de la halite	280
2. Groupe de la cérargyrite	287
Division IV. Oxydes	289
<i>Classe 1. Oxydes simples et complexes</i>	296
1. Groupe de la glace	296
2. Groupe de la cuprite	300
3. Groupe de la zincite	302
4. Groupe corindon — ilménite	303
5. Groupe de la braunite	311
6. Groupe des spinelles	312

7. Groupe du rutile	324
8. Groupe de la pérovskite	336
9. Groupe du pyrochlore	340
10. Groupe de l'uraninite	344
11. Groupe du quartz	349
<i>Classe 2. Hydroxydes (ou oxydes contenant le groupe hydroxyle) . . .</i>	363
1. Groupe de la brucite	364
2. Groupe de l'hydrargillite	365
3. Groupe de la lépidocrocite et de la gœthite	369
4. Groupe du psilomélane	378
<i>Division V. Sels oxygénés (oxysels)</i>	381
<i>Classe 1. Nitrates</i>	387
<i>Classe 2. Carbonates</i>	389
Carbonates anhydres	390
1. Groupe de la calcite	390
2. Groupe de la malachite	415
Carbonates hydratés	418
<i>Classe 3. Sulfates</i>	419
1. Groupe de la barytine	421
2. Anhydrite et gypse	428
3. Sulfates des métaux alcalins	435
4. Sulfates hydratés de métaux bivalents	439
5. Groupe de l'alunite	443
6. Groupe des aluns	445
<i>Classe 4. Chromates</i>	446
<i>Classe 5. Molybdates et tungstates</i>	448
1. Groupe de la wolframite	449
2. Groupe de la scheelite	451
3. Molybdates et tungstates hydratés	455
<i>Classe 6. Phosphates, arsénates et vanadates</i>	455
Phosphates, arsénates et vanadates anhydres	458
1. Groupe de la monazite	458
2. Groupe de l'apatite	460
3. Groupe de l'amblygonite — triplite	469
Phosphates, arsénates et vanadates hydratés	470
1. Groupe de la vivianite	470
2. Groupe de la scorodite	472
3. Groupe de l'uranite	473
4. Groupe de la turquoise	477

<i>Classe 7. Borates</i>	478
Borates anhydres	480
Borates hydratés	482
<i>Classe 8. Les silicates</i>	485
Sous-classe A. Silicates à structure en tétraèdres SiO_4 isolés	498
1. Groupe du zircon	498
2. Groupe de l'olivine	503
3. Groupe de la willémite	508
4. Groupe de la topaze	511
5. Groupe du disthène	513
6. Groupe de la staurotide	518
7. Groupe du grenat	519
8. Groupe de la vésuvianite (idocrase)	523
9. Groupe du sphène	526
10. Autres orthosilicates	528
Sous-classe B. Silicates à groupes de tétraèdres SiO_4 isolés dans la maille cristalline	533
a. Silicates à groupes Si_2O_7 (sorosilicates)	533
b. Silicates à radicaux anioniques en anneau (cyclosilicates).	540
Sous-classe C. Silicates à chaînes continues de tétraèdres SiO_4 (ino- silicates)	552
a. Silicates formant des chaînes anioniques simples $[\text{SiO}_3]_\infty$	555
Groupe des pyroxènes	555
b. Silicates formant des chaînes anioniques doubles $[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_\infty$	564
Groupe des amphiboles	564
c. Silicates formant des chaînes anioniques $[\text{Si}_3\text{O}_9]_\infty$	571
Groupe de la wollastonite	571
Sous-classe D. Silicates à couches continues de tétraèdres SiO_4 (phyl- losilicates)	574
1. Groupe du talc — pyrophyllite	578
2. Groupe du mica	582
Sous-groupe de biotite	583
Sous-groupe de la muscovite	589
Sous-groupe de la lépidolite	592
3. Groupe des micas durs (cassants)	594
4. Groupe des chlорites	595
5. Hydromicas et minéraux connexes	602
6. Groupe serpentine — kaolinite	606
Sous-groupe de la serpentine	606
Sous-groupe de la kaolinite	613
7. Groupe de la halloysite	618
8. Groupe de l'allophane	623
9. Groupe de la montmorillonite	624
Sous-classe E. Silicates à charpentes tridimensionnelles continues de tétraèdres $(\text{Si}, \text{Al})\text{O}_4$ (tectosilicates)	631

1. Groupe des feldspaths	633
Sous-groupe des plagioclases	635
Sous-groupe de l'orthose (feldspaths sodopotassiques) . . .	639
Sous-groupe de la hyalophane	644
2. Groupe de la scapolite	645
3. Groupe de la leucite	648
4. Groupe de la néphéline	651
5. Groupe de la sodalite	654
6. Groupe de la cancrinite	658
7. Groupe des zéolites	659
CONCLUSION	
<i>Chapitre premier. Composition minérale de l'écorce terrestre</i>	669
<i>Chapitre II. Associations de minéraux dans les roches et les gîtes de minerais</i>	674
Minéraux les plus importants, classés d'après les métaux (éléments) essentiels	711
Index	722

A NOS LECTEURS

Les Editions Mir vous seraient très reconnaissantes de bien vouloir leur communiquer votre opinion sur le contenu de ce livre, sa traduction et sa présentation, ainsi que toute autre suggestion.

*Notre adresse : Editions Mir, 1^{er} Rijski péréoulouk, 2,
Moscou, I-278, U.R.S.S.*

Imprimé en ~~Union~~ Soviétique

